

# Deslizamiento de leintz gatzaga: instrumentación geotécnica y monitorización del movimiento con técnicas terrestres y espaciales. Proyecto eoslide

## Leintz gatzaga landslide: geotechnical analysis and monitorization with terrestrial and radar techniques (eoslide project)

Guadalupe Bru<sup>1\*</sup>, Belén Gascón<sup>2</sup>, Antonio G. Camacho<sup>1</sup>, Juan F. Prieto<sup>3</sup>, Jordi J. Mallorquí<sup>4</sup>, Antonio Morales<sup>2</sup>, José Fernández<sup>1</sup>

### Palabras clave

deslizamiento;  
estudio geológico-  
geotécnico;  
técnicas gravimétricas;  
monitorización  
desplazamientos;  
control topográfico;  
A-DInSAR;

### Resumen

La inestabilidad de ladera que afecta a la villa de Leintz Gatzaga (Gipuzkoa) y su entorno ha producido desde hace siglos daños estructurales en viviendas, muros y viales, que van desde moderados a intensos. Esto ha obligado a ejecutar diferentes actuaciones de reparación y consolidación. Se realiza en este trabajo una discusión geológico/geotécnica de los datos disponibles sobre el deslizamiento que afecta a la ladera, así como de los resultados obtenidos a partir de su monitorización con inclinómetros, piezómetros y fisurómetros en los últimos años. Complementariamente, este deslizamiento ha sido elegido como zona test del proyecto EOSLIDE, en el que se han desarrollado e implementado metodologías de vigilancia que combinan técnicas terrestres clásicas con Técnicas Avanzadas de Interferometría Diferencial Radar de Satélite (A-DInSAR), además de utilizar técnicas gravimétricas para la el estudio de estructuras bajo superficie. Se describen las actuaciones realizadas en el marco de este proyecto y los resultados obtenidos.

### Keywords

landslide;  
geological-geotechnical  
study;  
gravimetric techniques;  
displacement monitoring;  
topographic surveys;  
A-DInSAR;

### Abstract

Leintz Gatzaga village settles on a slope which whose instability has caused the former moderate to severe structural damages for centuries. Different remedial and consolidation solutions have been adopted in order to mitigate the landslide effects. In this work, we analyse and discuss the geological and geotechnical characteristics of the landslide, and the monitorization monitorization results obtained by inclinometers, piezometers and fisurimeters in recent years. This landslide has been chosen as a test case to for the EOSLIDE project, which aims is to develop and implement surveillance methodologies combining classic terrestrial techniques with Advanced Differential Radar Interferometry (A-DInSAR). Furthermore, gravimetric techniques have been applied in order to study subsoil structures. We describe the procedures and results obtained in within the framework of this project.

## 1. INTRODUCCIÓN

La villa de Leintz Gatzaga, también conocida como Salinas de Léniz, está ubicada en la cabecera del río Deba en la provincia de Guipúzcoa (figura 1). Se enclava en una ladera cuya inestabilidad se conoce desde antiguo y que ha dado lugar a la aparición de grietas, tanto en fachadas y muros de viviendas, como en muros y firmes de las carreteras circundantes, obligando a acometer diferentes obras de reparación y contención en la últimas décadas (Gascón et al. 2013). La masa inestable se compone fundamentalmente de materiales cretácicos muy meteorizados recubiertos por depósitos coluviales y rellenos en la zona urbanizada.

Entre las actuaciones realizadas destacan el drenaje y ejecución de un gran contrafuerte de escollera en el

pie de la ladera (coincidente con límite inferior de la villa) en 1980, la descarga de la parte alta del muro mediante la excavación de 1700 m<sup>3</sup> de material en 1982 (como medida correctora frente a los agrietamientos en la corona del muro que aparecieron durante su construcción y agravamiento posterior tras un periodo de lluvias) y el micro pilotaje de las zapatas de dos edificios públicos adyacentes al contrafuerte (ayuntamiento y frontón) entre 1996 y 1998 (Euroestudios, 2009; Euroestudios, 2011, Fernández et al., 2014).

Más adelante, Euroestudios S.L. realiza dos informes geotécnicos en 2009 y 2011 por encargo de la Diputación Foral de Guipuzkoa (DFG), que abordan la inestabilidad de toda la ladera al tener como objetivo el control de grietas y deformaciones en las carreteras que la atraviesan (GI-3310 y GI-3681). En el primero de estos informes se recopiló toda la información existente y se propuso una primera fase de instalación de inclinómetros y piezómetros (Euroestudios, 2009) que se llevó a cabo en 2010. Posteriormente, en base a una cartografía de detalle y a las primeras lecturas de la instrumentación, se realizó una interpretación geotécnica sobre el

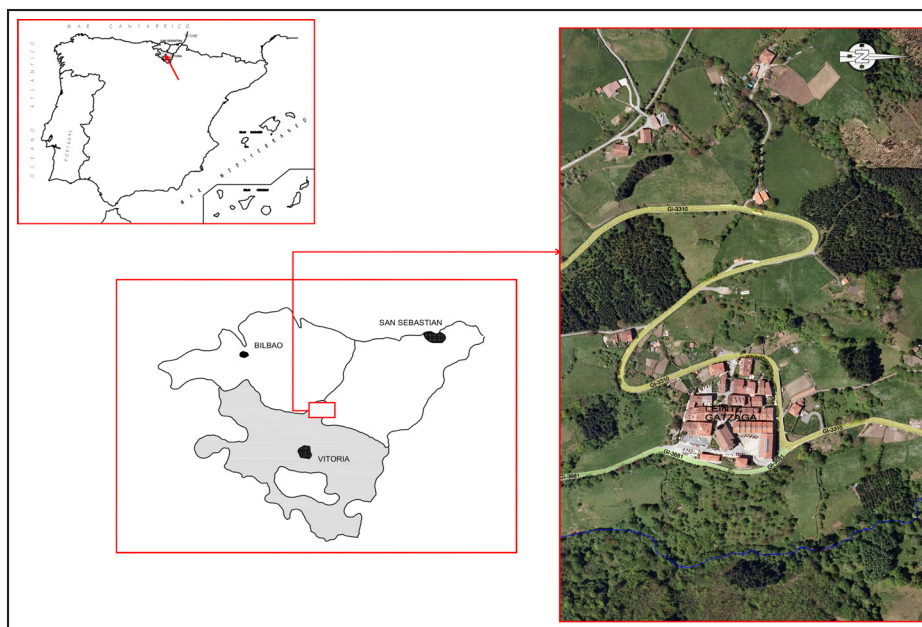
\* Autor de contacto: [guadalupe.bru@igeo.ucm-csic.es](mailto:guadalupe.bru@igeo.ucm-csic.es)

<sup>1</sup> Instituto de Geociencias (CSIC, UCM), Madrid, España.

<sup>2</sup> Euroestudios S.L. Madrid, España.

<sup>3</sup> ETSI Topografía, Geodesia y Cartografía, Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, España.

<sup>4</sup> Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, España.



**Figura 1.** Situación de la zona de estudio.

fenómeno que origina la inestabilidad en la ladera y se propuso un plan integral de control e instrumentación que permitiera confirmar o modificar con el paso del tiempo las hipótesis planteadas y cuantificar los posibles movimientos (Euroestudios, 2011; Gascón et al, 2013). En este contexto, las actuaciones de control realizadas incluyen la instalación de seis inclinómetros (ejecutados en dos fases), un extensómetro, dos piezómetros y diez fisurómetros. La hipótesis de inestabilidad se basa en la existencia de un gran deslizamiento metaestable, con varias escamas de deslizamiento que afectarían a toda la ladera.

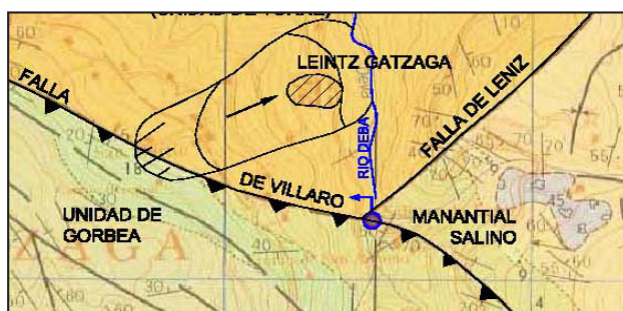
A mediados de 2011 comienza el proyecto denominado “Desarrollo de nuevas técnicas de control de deslizamientos mediante la integración de observaciones terrestres y espaciales. (EOSLIDE) (IPT-2011-1234-310000)”, financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad (MINECO), España a través de la Convocatoria INNPACTO-2011. La duración del mismo ha sido desde 04/05/2011 a 31/12/2014 y los centros de ejecución Euroestudios S.L. y el Instituto de Geociencias (IGEO) (CSIC-UCM). En el marco de este proyecto se ha instalado una estación robotizada de medidas continuas de desplazamiento sobre fachadas de la parte norte de la villa y se ha realizado un control de desplazamientos en hitos mediante sistemas globales de navegación (GNSS) y de nivelación de alta precisión (NAP). Asimismo, se han combinado métodos clásicos de monitorización de desplazamientos en profundidad (inclinómetros y extensómetros) y en superficie (fisurómetros, GNSS, NAP, estaciones robotizadas), con técnicas de monitorización de deformaciones superficiales mediante la interferometría radar diferencial de satélite avanzada o *Advanced Differential SAR Interferometry (A-DInSAR)*. El uso de las técnicas *A-DInSAR*, como herramienta complementaria a las clásicas en el estudio de deslizamientos de ladera, está ampliamente aceptado por la comunidad científica (Hilley et al., 2004; Peyret et al., 2008; Calcaterra et al., 2012; Holbling et al., 2012; Lanteri and Colombo, 2013; García-Davalillo, et al., 2014) y permite obtener una gran

cantidad de información un coste competitivo (Cascini et al., 2009). Frente a las técnicas in situ tienen la ventaja de proveer datos con una distribución espacial extensa y densa, no limitada a los puntos donde se estaciona la instrumentación. Esto permite ampliar la zona de estudio mucho más allá de los límites del deslizamiento, detectar y monitorizar movimientos en zonas inaccesibles y/o que se consideraban estables. Al tomar datos de forma remota, no es necesaria la implicación de personal para la recogida de datos directa en campañas o el mantenimiento de los instrumentos de registro continuo. Con respecto a otras técnicas de monitorización remota, la ventaja es la disposición de un amplio archivo de imágenes desde 1991 que permite obtener información histórica, lo que es muy útil para mejorar el conocimiento sobre los mecanismos y la evolución de los deslizamientos. Las limitaciones de la técnica en el estudio de deslizamientos lentos, como por ejemplo la decorrelación temporal debido a la vegetación y la geometría de las laderas (Colesanti and Wasowski, 2006; Cascini et al., 2009), se expone en el apartado 3.4. Adicionalmente al estudio de los sistemas de monitorización, se han realizado mediciones gravimétricas para la determinación de estructuras geológicas y su comparación/integración con los datos geológicos y geotécnicos disponibles. El objetivo final del proyecto EOSLIDE era la generación de protocolos de vigilancia de deslizamientos que permitan minimizar costes sin perder precisión en los resultados.

## 2. ESTUDIO GEOTÉCNICO. INSTRUMENTACIÓN

El sustrato del área de estudio está constituido por limolitas y areniscas del Cretácico basal de edad Aptien-se-Albiense (EVE, 1994). La tectónica está caracterizada por las fallas de Leniz y Villaro, en cuya intersección aflora el manantial salino que da nombre a la localidad (figura 2). A partir de los datos de sondeos y calicatas de trabajos previos se han establecido cuatro niveles diferenciados, a parte del aluvial localizado en las inmediaciones del río Deba (Euroestudios, 2009; Euroestudios,

2011). El más superficial está formado por rellenos heterogéneos (gravas, arenas y gravas arcillosas) de consistencia baja y cuya extensión se limita al área urbanizada. El segundo nivel son suelos formados por depósitos coluviales de consistencia alta, provenientes de la erosión de la zona alta de la ladera y constituidos por arcillas de baja plasticidad con bloques de arenisca, argilita y limolitas. Por debajo hay un nivel de gravas arenosas o arenas con mucha grava (únicamente de limolita y en general sana), seguramente producto de la meteorización intensa del substrato rocoso. Finalmente el substrato rocoso está formado por argilitas (edad Aptiense-Albiense) puestas en contacto mecánico con argilitas calcáreas (Albiense) mediante una falla inversa localizada en el escarpe del deslizamiento principal.



**Figura 2.** Unidades geológicas y tectónica del entorno de Leintz Gatzaga (EVE 1:25.000 y Gascón et al., 2013).

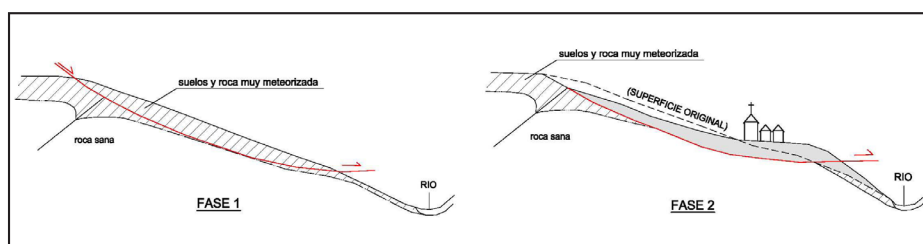
Las evidencias geomorfológicas y la situación de los daños sugieren la existencia de un antiguo deslizamiento activo en la actualidad, de unos 300 m de anchura y 600 m de longitud. Tanto la presencia de la falla inversa (que constituye una zona de debilidad), como el elevado espesor del horizonte meteorizado y la acción erosiva del río Deba en el pie de la ladera, habrían actuado como agentes principales del deslizamiento que generó la topografía actual y que se ha esquematizado en la figura 3. Con el paso del tiempo (o de forma simultánea), el deslizamiento principal se pudo fragmentar en diferentes escamas de rotura independientes, lo que originaría en la actualidad movimientos diferenciales y por tanto agrietamientos en las zonas de cizalla (Gascón et al., 2013).

El punto de partida del estudio geotécnico realizado en el marco del proyecto EOSLIDE han sido los dos informes geotécnicos más recientes (Euroestudios, 2009 y 2011), para los que se recopiló toda la información existente (incluyendo los registros de 19 sondeos perforados entre 1975 y 1996) y se realizó un detallado reconocimiento de campo. Los datos obtenidos y analizados permitieron llevar a cabo una interpretación geológica y, basada en ella,

una propuesta concreta de instrumentación para el control de las deformaciones. En 2010 se instalaron 3 inclinómetros y 2 piezómetros con tres alturas de control. Posteriormente, entre finales de 2012 y comienzo de 2013, se instalaron 3 inclinómetros más (uno de ellos también extensómetro) y 10 fisurómetros en la línea de fachadas agrietadas situada al norte de la localidad (ver figura 4). Por otra parte, en 2014 se instalaron sensores para el control continuo de las presiones intersticiales en los dos piezómetros. Toda esta instrumentación se ha ido controlando con periodicidad cuatrimestral hasta la fecha, lo que ha permitido estudiar la heterogeneidad geográfica de los movimientos y evaluar las magnitudes y el ritmo o patrón con que se producen. Con los datos registrados en los 6 inclinómetros instalados se ha reconocido la situación de los planos de movimiento y se ha ajustado la hipótesis de rotura que se refleja en los perfiles interpretados adjuntos (ver figura 5).

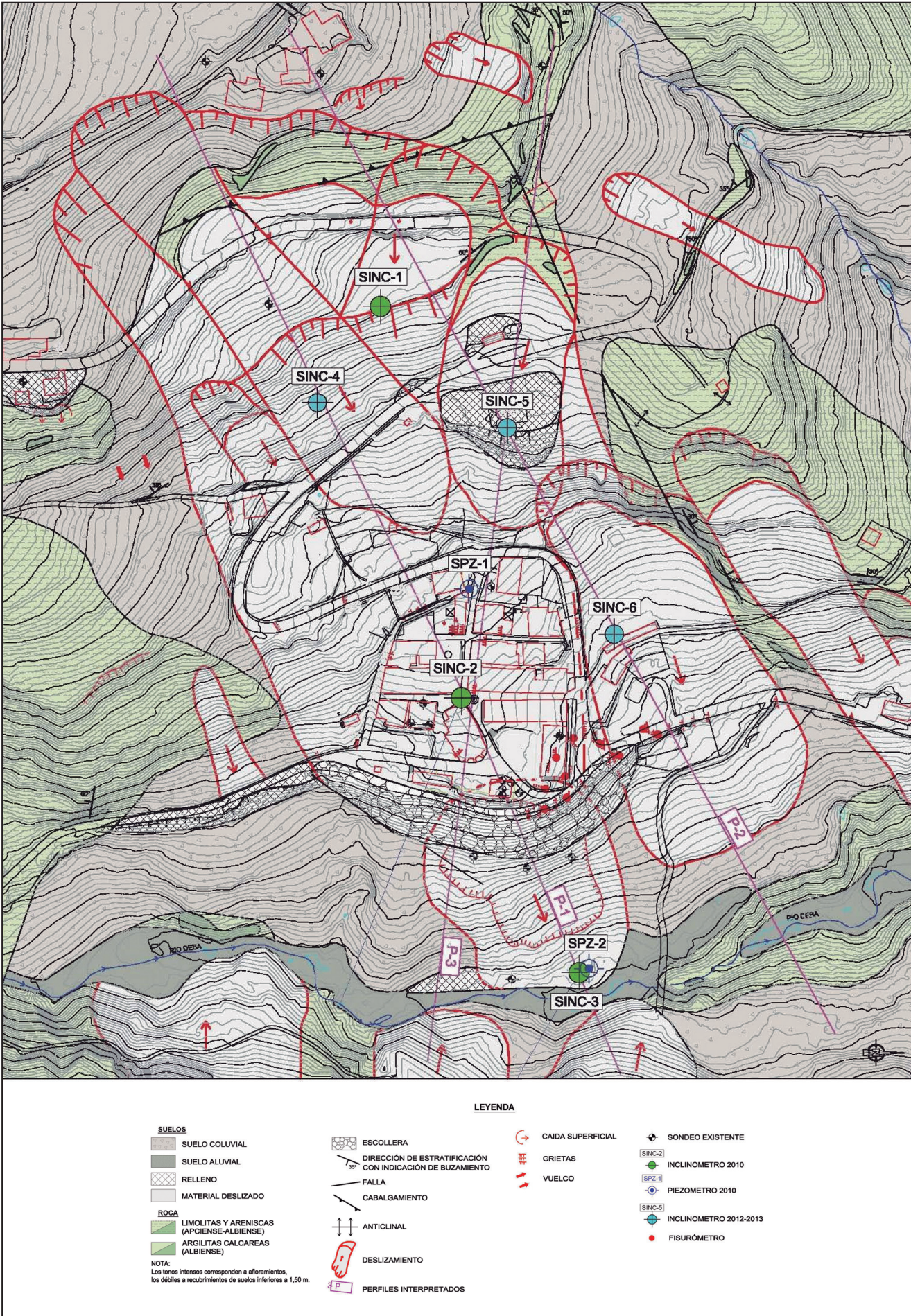
Según los datos observados en inclinómetros y piezómetros, las condiciones son bastante estables, es decir, previsiblemente el factor de seguridad estará en torno o por encima de 1, lo que justifica que se produzcan ocasionalmente movimientos instantáneos (aunque de pequeña entidad) si empeoran las condiciones del terreno, como ocurre al subir el nivel piezométrico en momentos de pluviometría intensa. Se ha observado que los movimientos pueden ser prácticamente nulos durante la mayor parte del tiempo y reactivarse de forma repentina, pero manteniéndose siempre dentro de magnitudes muy pequeñas. Esto explica que en dos de los tres inclinómetros instalados desde el año 2010 (SINC 1 y 2 situados en la parte alta del deslizamiento y en la villa respectivamente) se hayan registrado deformaciones horizontales muy poco significativas (1-1,5 mm/año) en 2,7 años, y que tras dos meses consecutivos excepcionalmente lluviosos del invierno 2012-13 (420 mm/mes), se hayan medido desplazamientos de hasta 13 mm en tres meses. En el SINC-3, situado junto al río Deba, la evolución lenta pero casi constante de los desplazamientos durante cinco años indicaría la existencia de una escama independiente del deslizamiento principal menos influida por la variación de las precipitaciones. Se ha podido comprobar que cuando deja de llover tan intensamente, el ritmo de movimiento se ralentiza, pero sin volver a los valores iniciales. Esto podría deberse a que se trata en conjunto de un periodo de casi dos años 2013-inicio de 2015, más lluvioso que el de 2010-2012 inicial, lo que mantendría el ritmo algo superior (4-4,5 mm/año) al del periodo seco.

Otras lluvias excepcionales acaecidas a principios de 2015 (463 mm/mes), han vuelto a provocar movimientos casi instantáneos de 13 mm, lo que podría indicar un patrón de movimiento muy concreto, asociado a la intensidad



**Figura 3.** Esquema de rotura ladera Leintz Gatzaga que dio origen a la topografía actual (Euroestudios, 2011; Gascón, 2013).





**Figura 4.** Mapa geológico-geotécnico local en el que están representados los elementos tectónicos, cartografía del deslizamiento, situación de los perfiles interpretados en la figura 5 y situación de la instrumentación geotécnica.



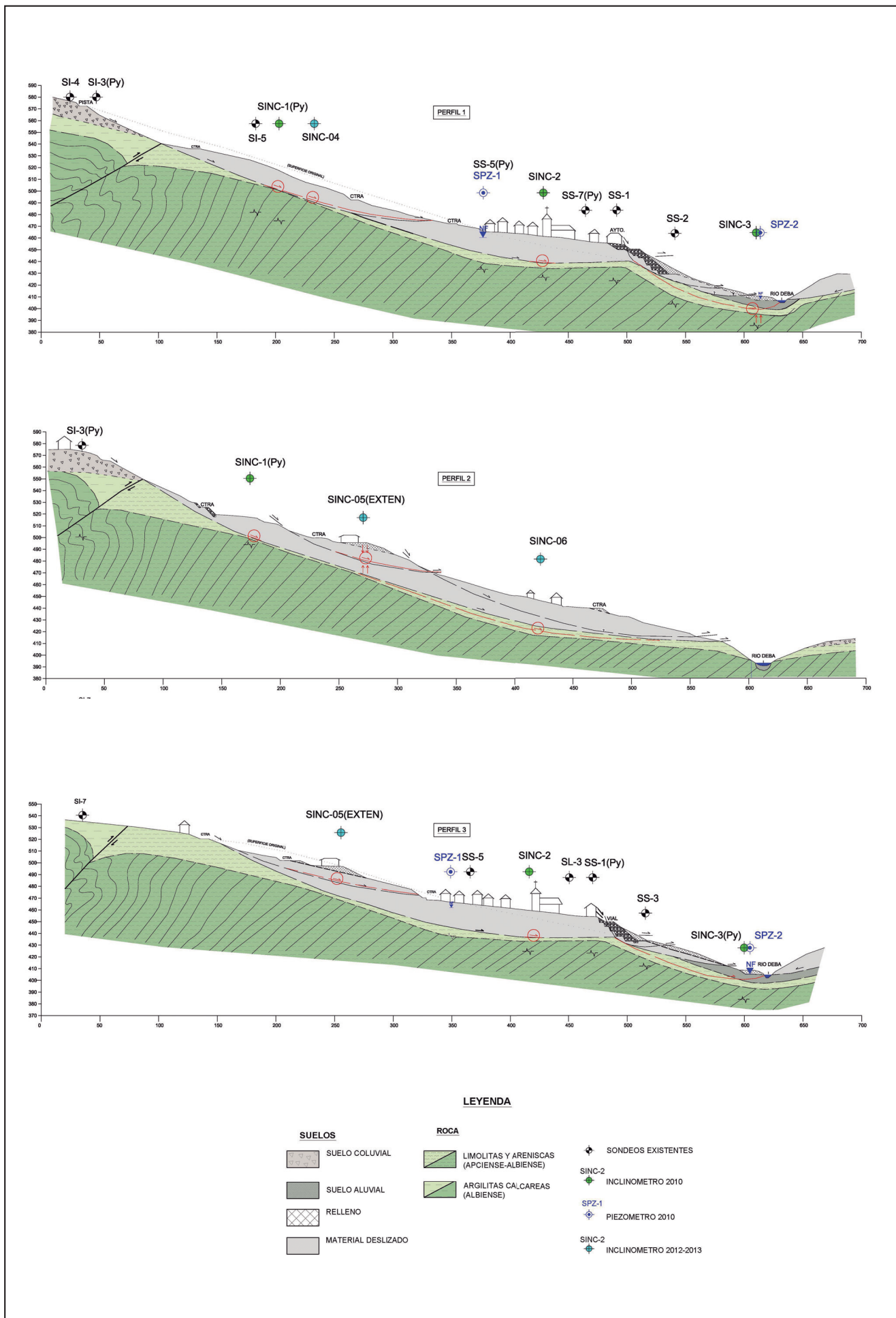
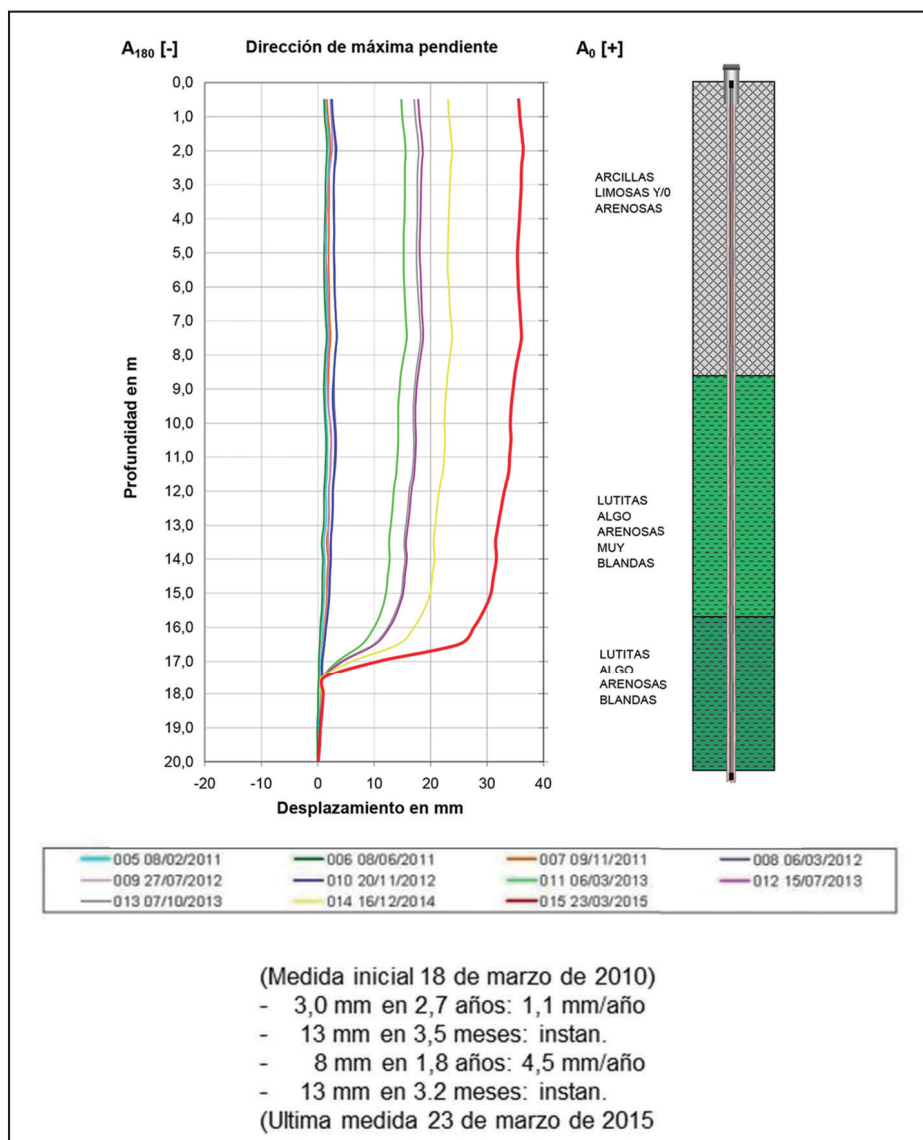


Figura 5. Perfiles (localizados en la figura 4) que muestran la hipótesis de inestabilidad.





**Figura 6.** Evolución de movimientos horizontales en profundidad medidos en el inclinómetro SINC-1 y columna estratigráfica correspondiente. El plano de rotura se desarrolla en lutitas blandas muy meteorizadas.

de las precipitaciones registradas. La figura 6 refleja las máximas deformaciones horizontales registradas en el inclinómetro SINC-1 desde marzo de 2010 hasta marzo de 2015.

La deformación máxima total acumulada se ha medido en el SINC-1 y es de 35 mm, según la dirección de máxima pendiente y a favor de un plano situado a 17,5 m de profundidad. Se confirma que el plano de rotura se desarrolla a través de lutitas muy blandas o, *más frecuentemente*, a través del contacto roca sana roca-meteorizada (figura 6).

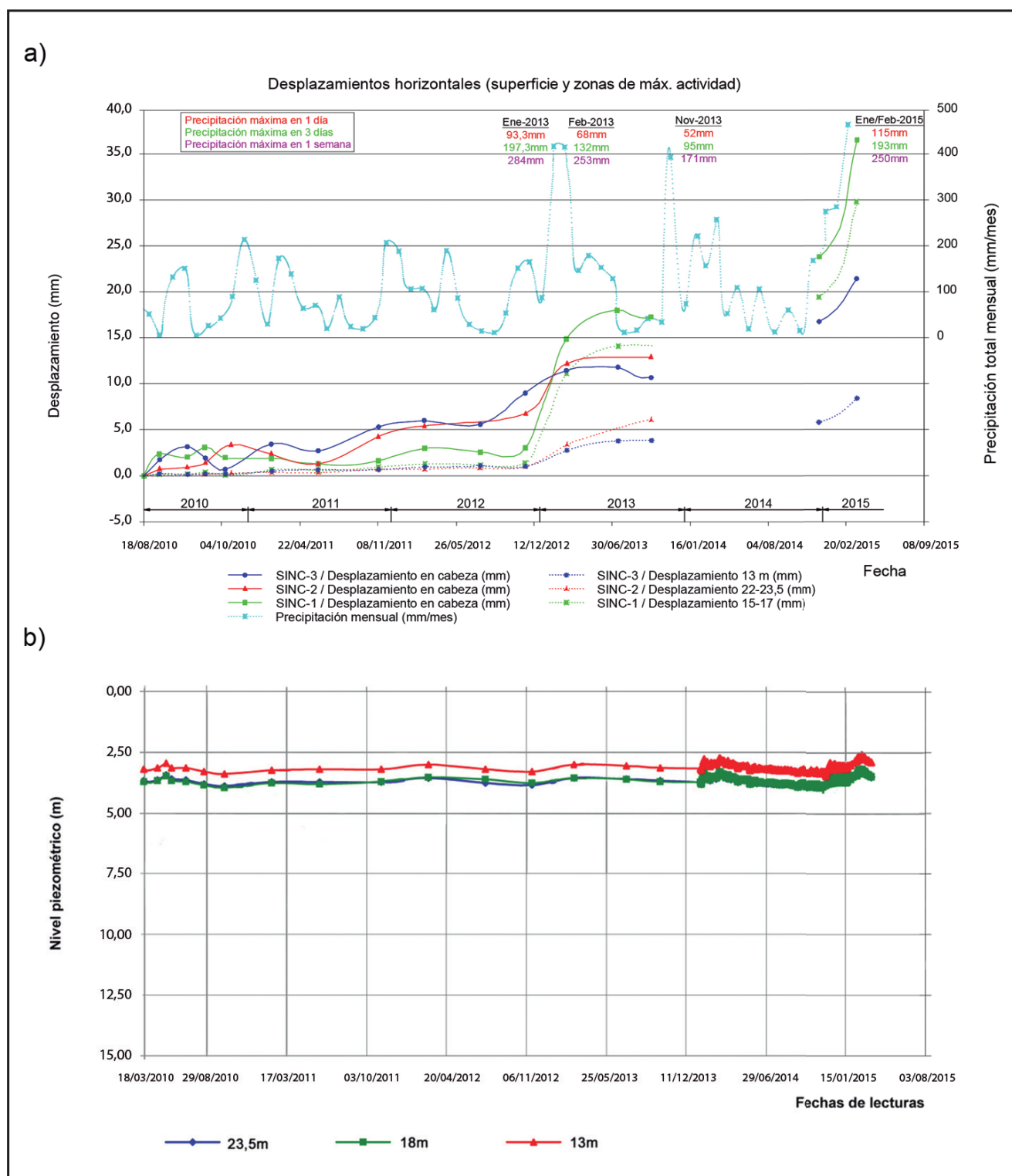
El registro de los datos inclinométricos a lo largo de cinco años (con un intervalo en el que no se hicieron medidas trimestrales, entre octubre de 2013 y diciembre de 2014), pone de manifiesto una relación directa entre las precipitaciones y el desplazamiento horizontal registrado, tal como se observa en la figura 7a.

Si se analiza la distribución de las precipitaciones en el periodo de control, se podría deducir que los meses con precipitaciones totales del orden o por encima de los 400 mm provocarían deformaciones casi instantáneas mucho más acusadas (más de 10 mm) que las que originan las

precipitaciones mensuales de 200 mm o inferiores. Por otra parte a partir del valor de la precipitación máxima registrada en un *sólo día*, en 3 días y en 7 días consecutivos de los meses con mayor precipitación acumulada (figura 7a), parece deducirse que serían necesarios valores máximos diarios en torno a 100 mm y máximos semanales superiores a 250 mm para provocar desplazamientos superiores a 10 mm, ya que con precipitación mensual muy similar, en noviembre de 2013, tan sólo se producen desplazamientos máximos teóricos de unos 5 mm. En cuanto a los inclinómetros con un periodo de registro de dos años (segunda fase), evidencian la misma tendencia, si bien se han detectado medidas anómalas en uno de ellos (SINC-4) que podrían ser reflejo del funcionamiento de una escama independiente.

Respecto a las presiones intersticiales y los niveles piezométricos medidos, la respuesta frente a las precipitaciones hasta 2014 no es del todo clara debido a la baja frecuencia de medidas. A principios de 2014 se instalaron sensores datalogger en los dos piezómetros que permiten un control casi continuo ya que realizan mediciones dos veces al día. Los datos recogidos en el piezómetro SPZ-2 muestran que el nivel piezométrico se sitúa en torno a 3.0



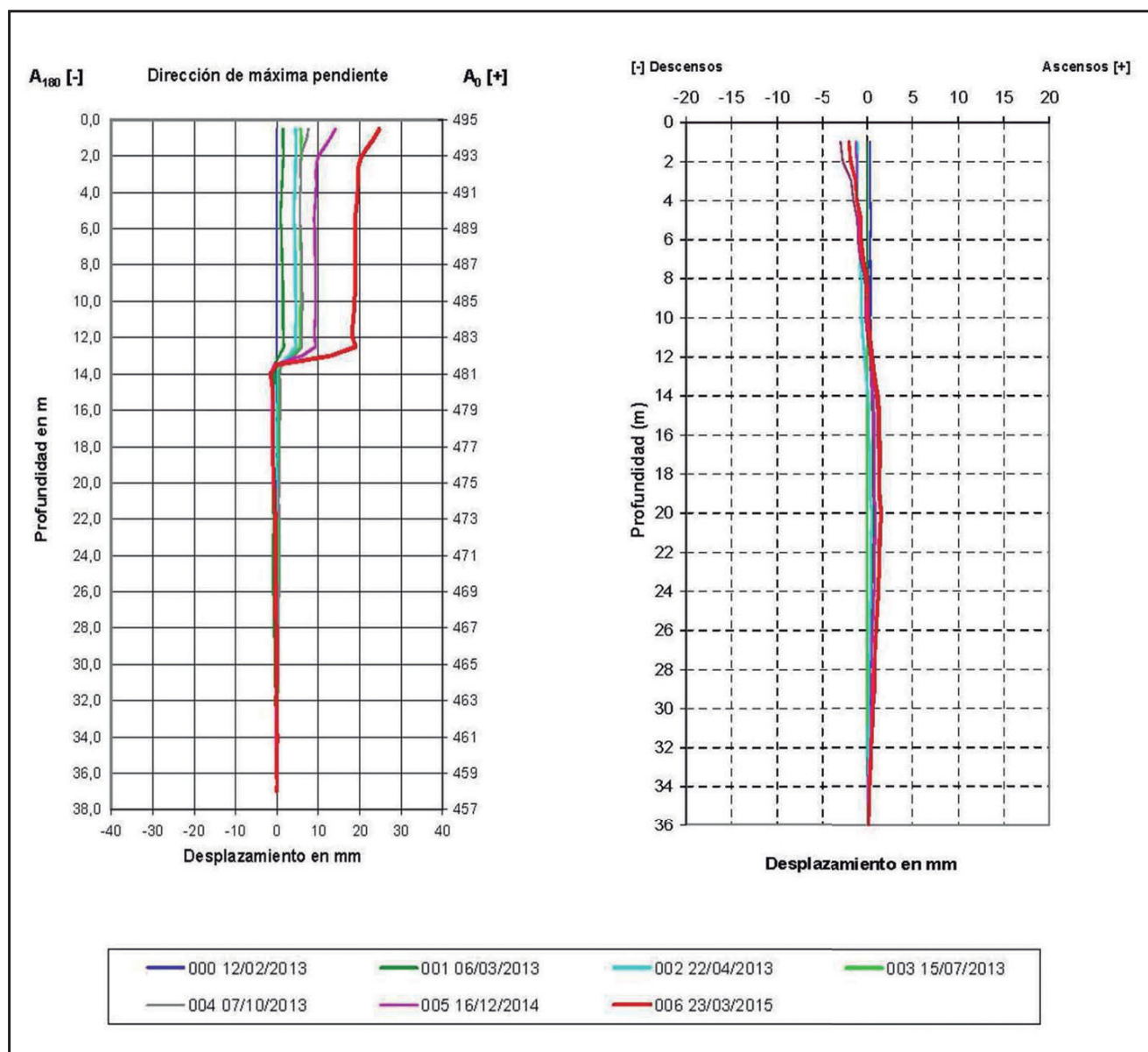


**Figura 7. a)** Evolución de movimientos horizontales medidos en los inclinómetros de la primera fase y precipitación mensual acumulada. En los tres picos de máximos mensuales se muestra el valor de la precipitación máxima registrada en 1 sólo día, en 3 días y en 7 días consecutivos del mes considerado. **b)** Evolución niveles piezométricos medidos en SPZ-2.

m de la superficie (valor registrado a una profundidad de 13 metros que coincide con el plano de deslizamiento medido en el inclinómetro contiguo SINC-3) y que responde de inmediato a las oscilaciones de las precipitaciones, con una variación máxima entre 2,50 y 3,66 m, es decir de 1,16 m (figura 7b). Un estudio a menor escala y con un mayor periodo de registro sobre las oscilaciones piezométricas, podrá informar mejor sobre el tiempo de respuesta y su correlación con la intensidad de las precipitaciones y los desplazamientos horizontales.

Por otra parte, dada la persistencia y complejidad de las deformaciones, no se descarta que existan movimientos verticales originados por la posible existencia de masas salinas a cierta profundidad. A este respecto, *existen estudios a nivel de la cuenca Vasco Cantábrica en los que se propone una importante presencia de evaporitas (yeso, anhidrita y halita) asociadas al Cretácico basal en facies Weald (Ábalos et al., 2008). Esta hipótesis se corroboró durante la construcción del túnel de Isuskitza, también conocido como Arlabán (ubicado a 1 km de la zona de estudio),*





**Figura 8.** Evolución de movimientos horizontales (izquierda) y verticales (derecha) en profundidad del inclinómetro-extensómetro SINC-5/EXT-5.

al atravesar importantes masas de anhidritas de decenas de metros de espesor. Por otro lado, estudios más recientes (Iribar et al., 2011) concluyen que en el manantial de la villa la salinidad del agua se debe en gran parte a la disolución de evaporitas del Weald que se encontrarían relativamente cercanas a la superficie.

Con el fin de detectar posibles deformaciones de componente vertical se instaló un inclinómetro-extensómetro en 2012 (SINC/EX-5). Tal como se observa en la figura 8, se han registrado ascensos de 2-3 mm por debajo del plano de deslizamiento y hundimientos del mismo orden por encima de ese plano. Las magnitudes de momento son poco

significativas, pero pueden hacerse más evidentes a lo largo del tiempo.

Por último, la instalación de 10 fisurómetros concentrados en el extremo NE de la población, tanto en grietas de fachadas como en pretils, han detectado apertura en los últimos dos años con un máximo en la fachada del frontón (frontón-1) de casi 4 mm. También en este caso se observa una correlación directa entre la apertura de las grietas y la pluviometría, especialmente con precipitaciones mensuales medias superiores a los 200 mm y máximas superiores o del orden de los 400 mm. Por debajo de estos valores prácticamente no se aprecia movimiento (ver figura 9).



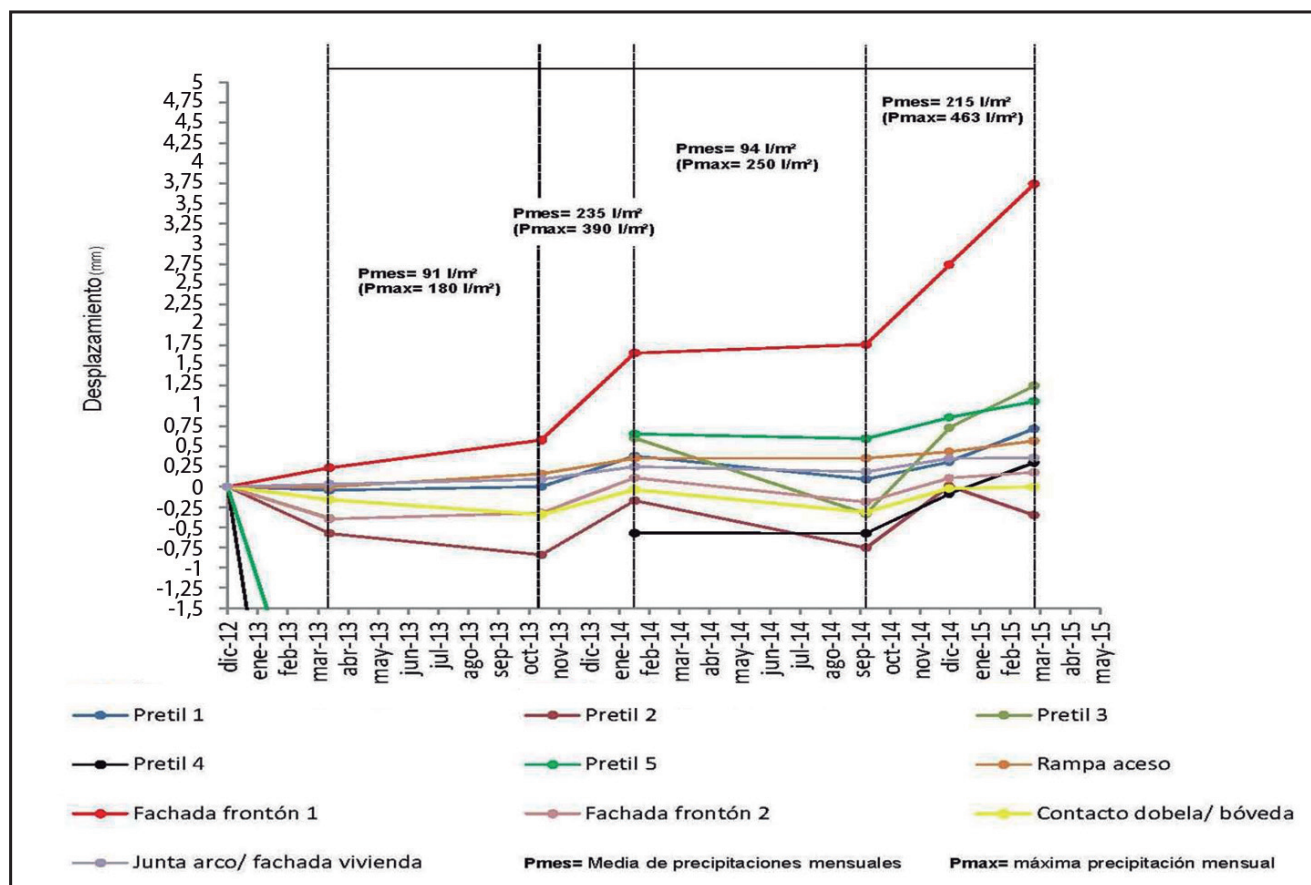


Figura 9. Evolución de los fisurómetros: apertura grietas en el tiempo y datos de precipitación.

### 3. PROYECTO EOSLIDE

Como se ha mencionado previamente, el deslizamiento de Leintz Gatzaga fue elegido como caso test del proyecto EOSLIDE, cuyo objetivo final era la generación de protocolos de vigilancia de este tipo de fenómenos que integrasen técnicas terrestres y espaciales (A-DInSAR) buscando la minimización de costes sin pérdida de precisión y fiabilidad en los resultados obtenidos, e intentando mejorar en lo posible las opciones detección de desplazamientos del terreno. A continuación se describe el desarrollo de los diferentes aspectos del proyecto de investigación EOSLIDE.

#### 3.1. Primeras actuaciones

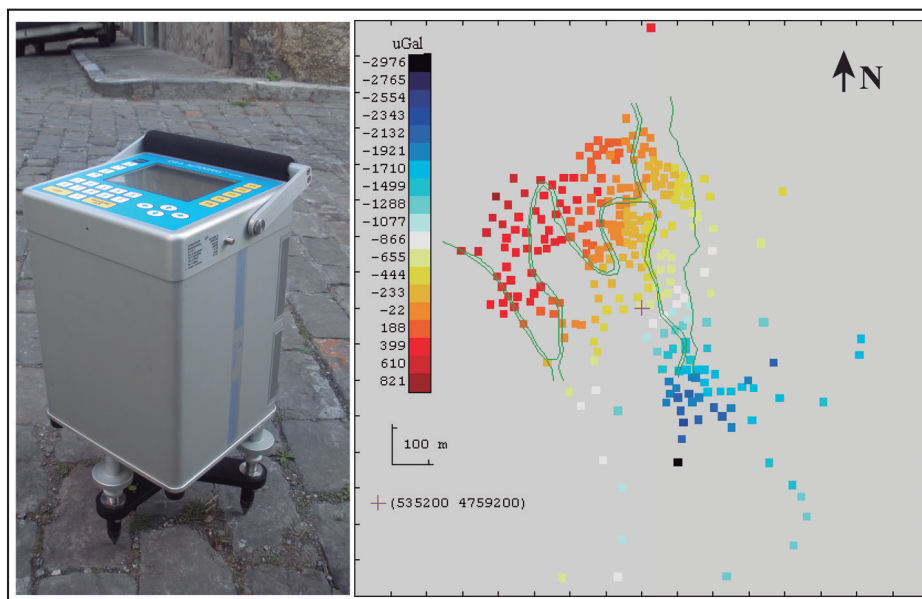
La tarea inicial consistió en la elección de una zona test en la que se pudiesen realizar observaciones clásicas, donde se dispusiera (a ser posible) de observaciones instrumentales previas y en la que existiera un banco de datos de imágenes radar de diferentes satélites y Agencias Espaciales. Se eligió como zona de interés el deslizamiento entre los p.k. 4,550 – 5,630 de la GI- 3310 y tramo inicial de la GI-3681 en Leintz Gatzaga (figura 1). En la selección jugaron un papel importante los siguientes aspectos: (1) Euroestudios poseía una amplia información geotécnica de la zona debido a que ha realizado numerosos estudios geológicos y geotécnicos en ella desde 1975 hasta 2011; (2) las dimensiones del deslizamiento (600 m x 300 m aproximadamente) eran las mayores entre las posibles zonas identificadas, asegurando un mayor número de datos con los que poder contrastar las metodologías propuestas; (3) la orientación del deslizamiento (Este-Oeste), era adecuada para el estudio

A-DInSAR, que es sensible a deformaciones verticales y horizontales en la dirección E-O; y, (4) la existencia de un importante apoyo logístico local del Ayuntamiento y Diputación Foral de Guipúzcoa.

#### 3.2. Estudio gravimétrico estructural

La observación de anomalías gravimétricas medidas en superficie y su posterior inversión pueden aportar información sobre la existencia, localización y morfología de posibles anomalías de densidad en el subsuelo (Camacho et al., 2011a, b). Estas anomalías estructurales de densidad pueden ser relevantes a la hora de interpretar el origen y evolución del fenómeno de deslizamiento de ladera. Con este objetivo se han realizado un total de tres campañas de observación gravimétrica en septiembre de 2012, abril de 2013 y abril de 2014.

Las observaciones gravimétricas se registraron con un Gravímetro CG-5 Scintrex. Simultáneamente se realizó el levantamiento topográfico de las estaciones gravimétricas, para lo que se utilizaron equipos GNSS Leica GX1230GG de doble frecuencia con antena geodésica Leica AX1202GG y una estación total Leica TCR705 en aquellos puntos donde la técnica GNSS no obtuvo solución por problemas de recepción de los datos de los satélites, motivados por obstáculos en el horizonte. Los resultados obtenidos en la primera campaña pusieron de manifiesto la necesidad de ampliar la zona de estudio para refinar el modelo estructural, por lo que se realizaron la segunda y tercera campaña. Éstas cubrieron las áreas comprendidas al Sur y al Este del deslizamiento, que se corresponden con la zona de la



**Figura 10.** Gravímetro (izquierda) y valores observados y ajustados de anomalía gravimétrica local (derecha).

explotación salina y la ladera opuesta del río Deba respectivamente. Actualmente se está llevando a cabo la interpretación estructural a partir de los resultados del procesado conjunto de las observaciones obtenidas en las tres campañas. Las anomalías gravimétricas de los 442 puntos de observación se muestran en la figura 10. La estimación de la precisión de las observaciones gravimétricas es de  $\pm 14 \mu\text{Gal}$ , de las altimétricas es de  $\pm 2 \text{ cm}$  y de las anomalías resultantes (efectos de la gravedad, altimetría, corrección de terreno y anomalías muy locales) es de  $\pm 25 \mu\text{Gal}$ .

### 3.3. Control topográfico

La observación de la evolución de un deslizamiento y el análisis de su cinemática se realiza mediante mediciones de los desplazamientos superficiales y mediante el empleo de otras técnicas que miden movimientos en profundidad (p.e. inclinómetros en sondeos). Existen varios métodos para medir dichos desplazamientos superficiales, entre los que se encuentran las técnicas A-DInSAR, descritas en detalle en la sección 3.4, y las geodésicas y topográficas. Éstas últimas proporcionan coordenadas y/o las distancias entre puntos de control del deslizamiento, lo que permite medir sus cambios de posición en el tiempo a partir del momento en el que se pone en marcha la red de observación o se realiza la primera campaña. En el estudio del deslizamiento de Leintz Gatzaga se han empleado tres técnicas diferentes pero complementarias, con el objetivo de obtener valores XYZ en los puntos seleccionados:

La combinación de técnicas de posicionamiento global o Global Navigation Satellite System (GNSS) y Nivelación de Alta Precisión (NAP) en campañas

Estación robotizada automática de registro continuo, con un sistema de comunicaciones implementado que permite la obtención remota de los datos.

Estas técnicas han proporcionado precisiones mejores que 1 cm que es un valor considerado óptimo para la precisión requerida en el estudio de deslizamientos (Gili et al., 2000). Para lograr estos valores de precisión se instrumentaron

cada uno de los puntos de estudio mediante hitos como paso previo a la lectura y medición de datos, además de la adecuación y construcción de una caseta que alberga la estación total robotizada.

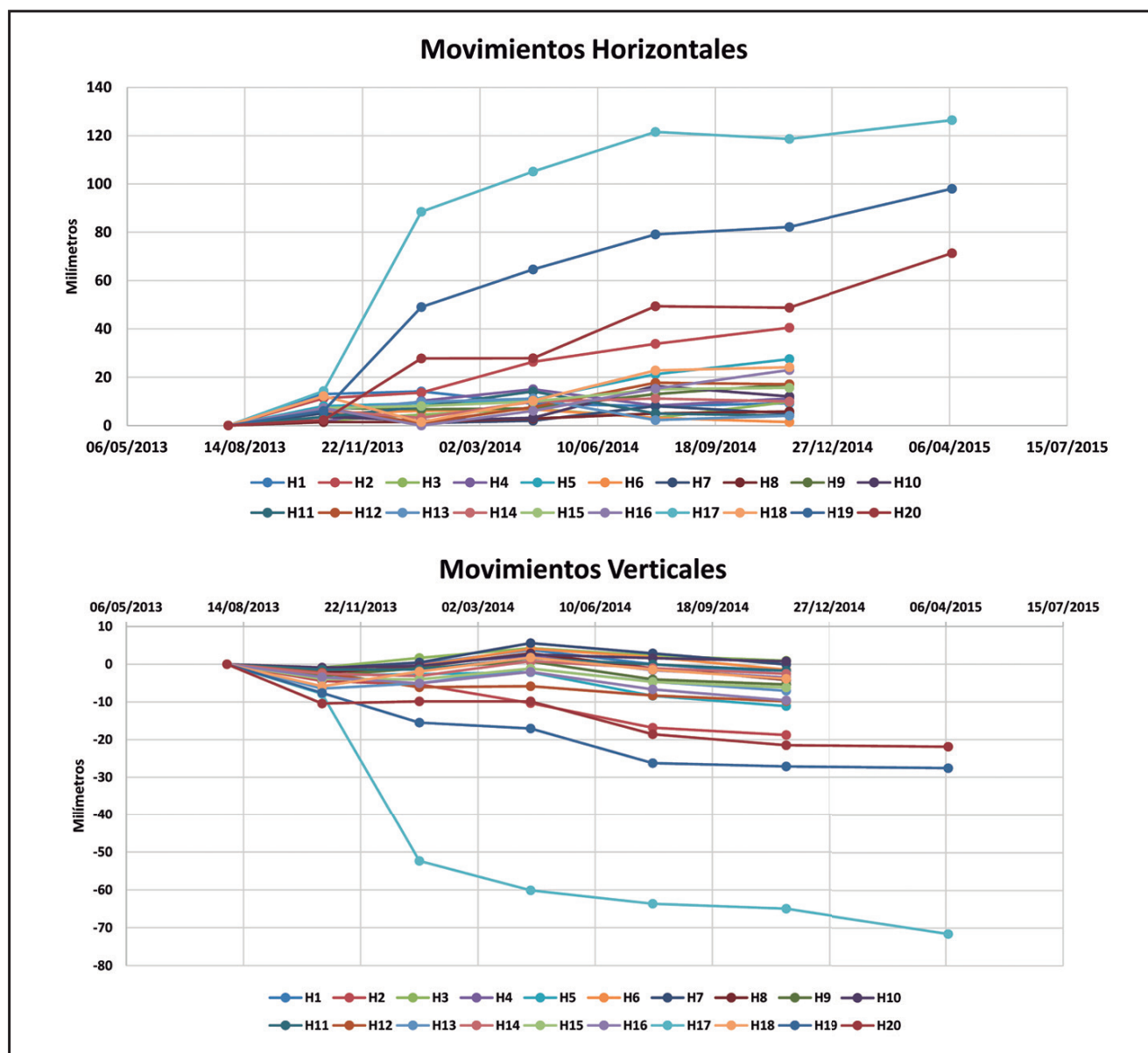
A continuación se describen las actuaciones realizadas en campañas, en observaciones continuas y los resultados obtenidos. Las especificaciones de los instrumentos están recogidos de Gascón et al. 2013.

#### 3.3.1. Control topográfico mediante receptores GNSS y NAP

La red de hitos topográficos consta de 20 estaciones (figura 11). Los equipos GNSS empleados son Leica bifrecuencia GX1230, que proporcionan coordenadas de los puntos con precisión de  $3 \text{ mm} + 0,5 \text{ ppm}$  en planimetría XY (Leica, 2008) (ISO17123-8) en observaciones de entre 3 y 4 horas en sesiones de mañana y tarde y líneas de base inferiores a 3 km (Hoffmann-Wellenhof et al., 2007). La altitud (Z), buscando la mayor precisión posible, se ha obtenido a partir de la línea de nivelación de ida y vuelta de alta precisión con Nivel Leica DNA03 con miras invar de código de barras (Leica, 2006) (ISO 17123-2) y con desviación típica de 0,3 mm en 1 kilómetro de nivelación doble (Li-Qiang et al., 2011). Tanto para las observaciones GNSS como para la Nivelación de Alta Precisión nos hemos apoyado en la Red de Estaciones de Referencia GNSS de Euskadi, además de los clavos de nivelación de la Red de Nivelación de Alta Precisión (REDNAP) del Instituto Geográfico Nacional (IGN) y de la Infraestructura Geodésica de Guipúzcoa, de modo que el trabajo queda vinculado al Sistema Geodésico de Referencia ETRS89. Los datos observados mediante GNSS se han procesado utilizando efemérides precisas a través de los programas Leica Geo Office Software. Se han realizado un total de 6 campañas distribuidas en dos años (31/7/2013-20/10/2013-11/01/2014-16/04/2014-29/07/2014-20/11/2014), más una última campaña realizada recientemente (8/4/2015) en la que sólo se han tomado lecturas en tres hitos (H17, H18 y H19).

En cuanto a resultados (figura 11), lo primero que se observa es que la dirección del movimiento es hacia el Este con cierta componente hacia el Norte en la mayoría de los casos,

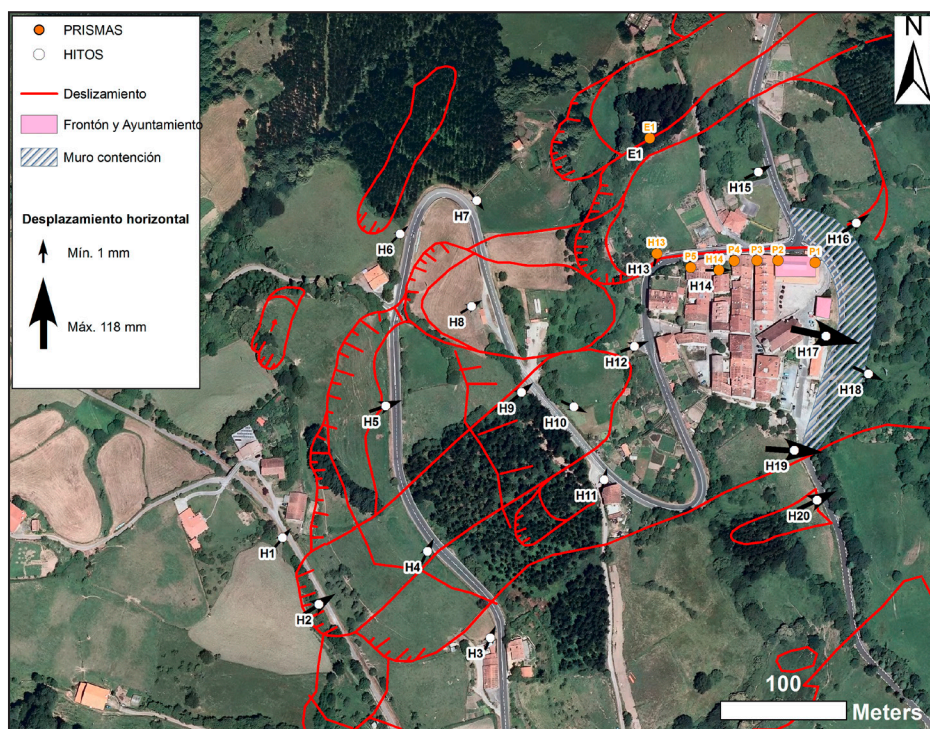




**Figura 11.** Gráficos de los desplazamientos horizontales (módulo N-S y E-O) y verticales medidos en los hitos en cada campaña.

por lo que coincide con el movimiento esperado a favor de la pendiente y la geometría cartografiada del deslizamiento (figura 12). La componente hacia el Norte también se ha detectado en el SINC-3, situado en el pie de la ladera. La zona que presenta mayores valores de desplazamiento acumulado es la correspondiente a la zona baja del pueblo (hitos H17, H19 y H20). En general el desplazamiento acumulado es mayor en el escarpe y en la zona de cabeza del deslizamiento principal (p.e. H1 o H5) que en la zona media (p.e. H10). En los gráficos de la figura 11 se aprecia que la tendencia general es

una aceleración del movimiento entre las lecturas de octubre de 2013 y enero de 2014 y entre las lecturas de noviembre 2014 y marzo 2015. Ambos periodos coinciden con lluvias intensas durante los cuales también se registraron desplazamientos en otros aparatos de instrumentación, como los fisurómetros en ambos periodos e inclinómetros sólo en el último, ya que no se realizaron lecturas entre octubre 2013 y diciembre 2014 (ver figuras 7 y 9). Los hitos H17, H19 y H20 también han detectado movimiento en otro periodo, entre enero y julio 2014.



**Figura 12.** Localización de los hitos y prismas empleados en el control topográfico. La etiqueta E1 hace referencia a la localización de la estación robotizada. Las flechas indican la dirección del movimiento de los hitos en el plano horizontal y están escaladas en función del desplazamiento total acumulado medido en la sexta campaña del 20/11/2014 (ver gráficos figura 11).

### 3.3.2. Control topográfico con Estación Robotizada (TPS)

El instrumental está instalado de forma permanente en una caseta construida a tal efecto. A partir de la estación robotizada se determinan las coordenadas de 5 prismas de control alojados en diferentes edificios del núcleo urbano y de otros 2 prismas alojados en los hitos H13 y H14 (figura 13). La precisión instrumental del equipo utilizado, Leica TM30, es de 0,5" en precisión angular y 0,6 mm + 1 ppm en medición de distancias (Leica, 2009) (ISO 17123-3; ISO 17123-4). La estación dispone de un sensor meteorológico para corregir las mediciones por variaciones de presión y temperatura y se controla íntegramente de forma telemática mediante el software Leica GeoMoS (Kayesa, 2006). De esta manera los datos de las mediciones se obtienen en tiempo real, además de ofrecer la posibilidad de configurar un sistema de alarma que notifica posibles movimientos que superen los parámetros prefijados, mediante SMS o correo electrónico. Tanto las referencias fijas (R1, R2 y R3) como la Estación Robotizada (E1) se han emplazado sobre afloramientos rocosos para garantizar la estabilidad del sistema.

En el caso particular de nuestro estudio, inicialmente y para calibrar el método, se procedió a la recogida de datos durante 15 días, tras los cuales se determinó dejar fijas las referencias R1, R2 y R3 calculándose por intersección inversa la Estación E1 y a partir de la misma se determinan las coordenadas de los puntos P1 al P5 y H13, H14. Asimismo se fijó el periodo de realización de las lecturas en 30 minutos, lo que significa disponer de 48 medidas al día y 35040 en dos años.

Respecto de los resultados obtenidos, actualmente se está procesando toda la información disponible, tras los problemas de pérdida de suministro eléctrico y sustracción de un prisma de referencia, lo que ha desvirtuado algunas lecturas, las cuales deben ser unificadas. Tras una primera

recopilación de datos, se aprecia un movimiento significativo en todos y cada uno de los puntos monitorizados. El sentido del movimiento apreciado es en dirección Noreste, con un magnitud de 2-3 cm/año, acelerándose entre periodos de lluvia intensa, lo que corrobora la dirección y magnitud detectada por otras técnicas complementarias.

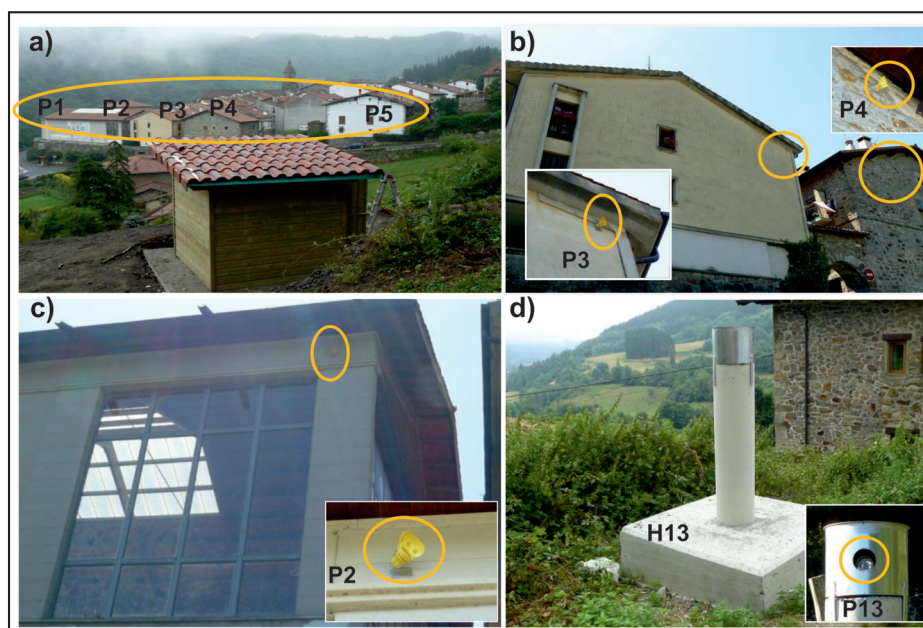
### 3.4. Interferometría radar de satélite

#### 3.4.1. Introducción

Las técnicas avanzadas de teledetección mediante sistemas radar desde satélite permiten la detección y monitorización de movimientos lentos en la superficie terrestre con precisión milimétrica en condiciones óptimas (Casu et al., 2006; Lanari et al., 2007; González and Fernández, 2011; Caló et al., 2014). El uso de estas técnicas para el estudio de deslizamientos de ladera a diferentes escalas está ampliamente aceptado por la comunidad científica (Hilley et al., 2004; Peyret et al., 2008; Calcaterra et al., 2012; Holbling et al., 2012; Lanteri and Colombo, 2013; Garcia-Davalillo, et al., 2014) y ofrecen información cualitativa (distribución espacial y temporal) y cuantitativa (tasas de desplazamiento y velocidad media) a un precio competitivo (Cascini et al., 2009), si lo comparamos con otras técnicas de monitorización en las que los datos se limitan a los puntos donde se estaciona la instrumentación.

Los datos obtenidos con los sensores Radar de Apertura Sintética o *Synthetic Aperture Radar* (SAR) son imágenes de reflectividad que se pueden tomar bajo cualquier condición climática y de luminosidad, gracias al uso de frecuencias microondas. Cada píxel de la imagen representa una fracción de la superficie de terreno y es un número complejo cuya fase está relacionado con el tiempo de tránsito





**Figura 13.** a) Caseta de control (en primer plano) y vista de las fachadas sobre las que están alojados los prismas de control (localización en planta en la figura 12 para). b) y c) Detalle de los prismas P3, P4 y P5. D) Prisma P13 alojado dentro del hito (o vértice) H13.

de la onda del radar al terreno y vuelta al radar (por tanto contiene información de la distancia sensor-terreno) y su módulo depende de la reflectividad del terreno (relacionada con su rugosidad, pendiente y propiedades eléctricas). La interferometría radar diferencial o *Differential SAR Interferometry* (*DInSAR*) se fundamenta en aprovechar las diferencias de fase, píxel a píxel, de los valores de dos imágenes SAR de la misma escena tomada en tiempos diferentes, lo que da como resultado la formación de un interferograma. La diferencia de fase o fase interferométrica ( $\Delta\Psi_{int}$ ) se calcula mediante la multiplicación de la imagen compleja de referencia (*master*), por la conjugada compleja de la esclava (*slave*) y contiene una parte relativa a las deformaciones del terreno ( $\Delta\Psi_{deformación}$ ) y otra parte asociada a distintos errores ( $\Delta\Psi_{errores}$ ) relacionados con la órbita de los satélites, la topografía del terreno o la variabilidad atmosférica existente entre los dos momentos de adquisición de las imágenes SAR (ecuación 1):

$$\Delta\Psi_{int} = \Delta\Psi_{deformación} + \Delta\Psi_{errores} \quad [1]$$

Las limitaciones de las técnicas tradicionales *DInSAR* relacionadas con la decorrelación geométrica y temporal, residuos topográficos y artefactos atmosféricos (Hanssen, 2001), han sido parcialmente resueltas mediante técnicas avanzadas (*A-DInSAR*), que utilizan varios interferogramas formados a partir de un set de imágenes SAR y mejoran la estimación de la deformación temporal. Existen dos métodos fundamentales para seleccionar los píxeles en los que se va a estimar la deformación: por amplitud (Ferreti, 2001, Arnaud et al., 2003; Duro et al., 2004; Hooper, 2006), y por coherencia (Berardino et al., 2002; Blanco-Sánchez et al., 2008), siendo esta última técnica la empleada en este estudio.

### 3.4.2. Algoritmo CPT

La técnica *Coherent Pixels Technique* (CPT), desarrollada por el grupo *Remote Sensing Laboratory* (RSLab) de la

Universidad Politécnica de Cataluña, se basa en la utilización de subconjuntos de interferogramas de línea de base corta para maximizar la coherencia de los píxeles seleccionados. El algoritmo de procesamiento diferencial está formado por tres grandes bloques. El primero consiste en la selección de aquellos píxeles que presentan una mínima estabilidad de fase a lo largo del procesamiento para los que se extraerán resultados fiables de deformación. El segundo tiene como objetivo la obtención de las componentes lineales de la velocidad de deformación y del error de DEM y el tercero la estimación de artefactos atmosféricos y de las series temporales de deformación, también conocido como término no lineal de deformación. Una descripción detallada del algoritmo se puede consultar en Mora et al. (2003) y Blanco-Sánchez et al. (2008).

### 3.4.3. Selección de los datos Rádar

Existen diversos satélites que incorporan sensores SAR, siendo sus características principales la longitud de onda emitida (frecuencia de la portadora), la resolución espacial y el intervalo de adquisición de imágenes. Los sistemas SAR trabajan en bandas L (como el satélite ALOS), banda C (satélites ERS-1, ERS-2, ENVISAT, Radarsat-2 y Sentinel) y banda X (COSMO-SkyMed y TerraSAR-X), con longitudes de onda aproximadas de 23.5 cm, 5.66 cm y 3.1 cm respectivamente. Cuanto menor es la longitud de onda más sensible es la diferencia de fase a la deformación, aunque al mismo tiempo, los interferogramas se verán más afectados por los fenómenos de decorrelación temporal y volumétrica. Por ejemplo, zonas con vegetación (como es el caso de los alrededores de la villa de Leintz Gatzaga) pueden mantenerse coherentes para la banda L dada la capacidad de penetración de esta frecuencia, mientras que estarán totalmente decorreladas al observar en banda X (no habrá ningún píxel con suficiente calidad del que se pueda extraer la deformación). La resolución también juega un papel importante en cuanto a la extensión espacial

del fenómeno que se quiera monitorizar. Las imágenes de ALOS-PALSAR tienen una resolución espacial de unos 10 m, las ENVISAT de unos 20 m, las COSMO-SkyMed sobre 3 m y la TerraSAR-X de hasta 1 m (estos valores pueden variar dependiendo de los diferentes modos de adquisición que ofrecen los satélites). Al emplear resoluciones más finas, en el interferograma se hacen visibles zonas sin vegetación donde la calidad de fase se conserva en el tiempo, como afloramientos de roca o construcciones. El mínimo intervalo de adquisición es de 24 días para ALOS, 35 días para ERS y ENVISAT y 11 para TerraSAR-X, mientras que en el caso de la constelación COSMO-SkyMed se pueden producir hasta cuatro interferogramas en un periodo de 16 días. Si el fenómeno de deformación a monitorizar es rápido o presenta un comportamiento no lineal, es crucial contar con una frecuencia de muestreo temporal alta, o lo que es lo mismo, intervalos de tiempo cortos entre adquisiciones. Un aspecto importante en el estudio de deslizamientos es la orientación y la pendiente de la ladera donde se desarrollan. Los satélites siguen órbitas cuasi polares y adquieren imágenes tanto en los pasos ascendente como descendente. Esto implica que la sensibilidad a la deformación en la dirección Norte-Sur (*azimut*) sea mucho menor que en la Este-Oeste (*range*). En una imagen SAR, la escena se proyecta a lo largo de la dirección del *range* que es de la línea de vista del satélite (*LOS* en sus siglas en inglés), lo que significa que los elementos de la escena se ordenan según su distancia al satélite en esa línea. Como consecuencia, las laderas que están de cara al radar aparecen comprimidas en la imagen (efecto conocido como *foreshortening*), mientras que las opuestas aparecen expandidas y si su pendiente es mayor que el ángulo de incidencia del satélite, en sombra. La ladera inestable de Leintz Gatzaga representa en principio un caso idóneo para su estudio con *A-Disar*, ya que existe un amplio archivo histórico de imágenes SAR desde 1992, adquiridas por los satélites ERS-1, ERS-2 y ENVISAT en banda C de la Agencia Espacial Europea o *European Space Agency* (ESA) hasta 2011. Existe también disponibilidad de imágenes de archivo del satélite ALOS de la Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial (JAXA) en banda L; e imágenes de los satélites COSMO-SkyMed de la Agencia Espacial Italiana (ASI) y TerraSAR-X de la agencia alemana (DLR) en banda X, disponibles de archivo y bajo pedido respectivamente para el área de estudio. Esto permite realizar un estudio multi-satélite, multi-frecuencia y a diferentes resoluciones espaciales (Herrera et al., 2013; Fernández et al., 2014). La orientación del deslizamiento es adecuada (Oeste-Este) y la presencia de construcciones (la propia villa, carreteras y construcciones) aseguran el funcionamiento de la banda X en esas zonas. El movimiento monitorizado mediante instrumentación geotécnica está dentro de los límites de las velocidades detectables con técnicas de interferometría radar avanzada, como las que se utilizaran en el proyecto EOSLIDE.

### 3.4.4. Resultados

En todos los casos la selección de píxeles por coherencia (Lanari et al., 2004) se ha llevado a cabo mediante el procesamiento multicapa que consiste en dividir los píxeles seleccionados en diferentes capas según su calidad de fase, buscando el compromiso óptimo entre la densidad de

píxeles y su calidad. Este método obliga a realizar un *multilook* (promediado de varios píxeles) de los interferogramas, lo que reduce la resolución espacial.

#### 3.4.4.1. Banda C

Se empleó un set de 64 imágenes ascendentes de dos *tracks* diferentes y 17 imágenes descendentes del satélite ENVISAT que se procesaron por separado, cubriendo el periodo entre mayo de 2003 y julio de 2011. El set de órbitas descendentes no produjo resultados válidos, ya que la zona de estudio queda enmascarada por efectos de *foreshortening* (distorsiones debidas a la relación entre la geometría de la ladera y del sensor SAR), por lo que se descartó el estudio con órbitas descendentes para el resto de satélites. Tampoco se pudieron obtener mapas de deformación fiables a partir de los sets de imágenes ascendentes, debido a que el entorno de Salinas de Léniz está densamente vegetado con sólo unas pocas construcciones pequeñas y aisladas, produciendo interferogramas completamente decorrelados. La villa sí muestra coherencia, pero su pequeño tamaño junto con la poca resolución de la banda C, hace que sólo se generen cuatro píxeles representativos. Considerando que las características de los satélites ERS-1 y ERS-2 son similares a las del ENVISAT, no se procesaron las imágenes de este archivo histórico ya que los resultados esperables serían semejantes.

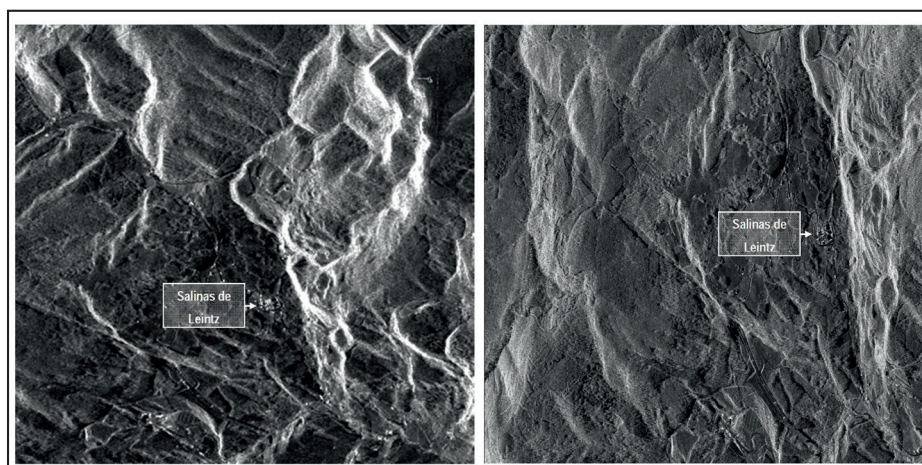
#### 3.4.4.2. Banda L

Las imágenes del satélite ALOS-PALSAR son más adecuadas en este tipo de escenarios para superar las limitaciones del satélite ENVISAT en términos de decorrelación temporal en zonas vegetadas, ya que la banda L es capaz de penetrar la cobertura vegetal. El archivo histórico de la zona dispone de dos sets de imágenes: el primero compuesto por 8 imágenes en polarización horizontal HH y el segundo compuesto por 8 imágenes *dual-pol* con las polarizaciones horizontal HH y *cross-polar* HV, que se han procesado por separado. Los interferogramas generados con líneas de base espaciales y temporales cortas tienen una fase de alta calidad. Sin embargo, el escaso número de imágenes de cada set y la mala distribución en términos de línea de base tanto espacial como temporal hace que la mayoría de los interferogramas presenten un elevado ruido de base, dando como resultado mapas de deformación poco fiables y no representativos.

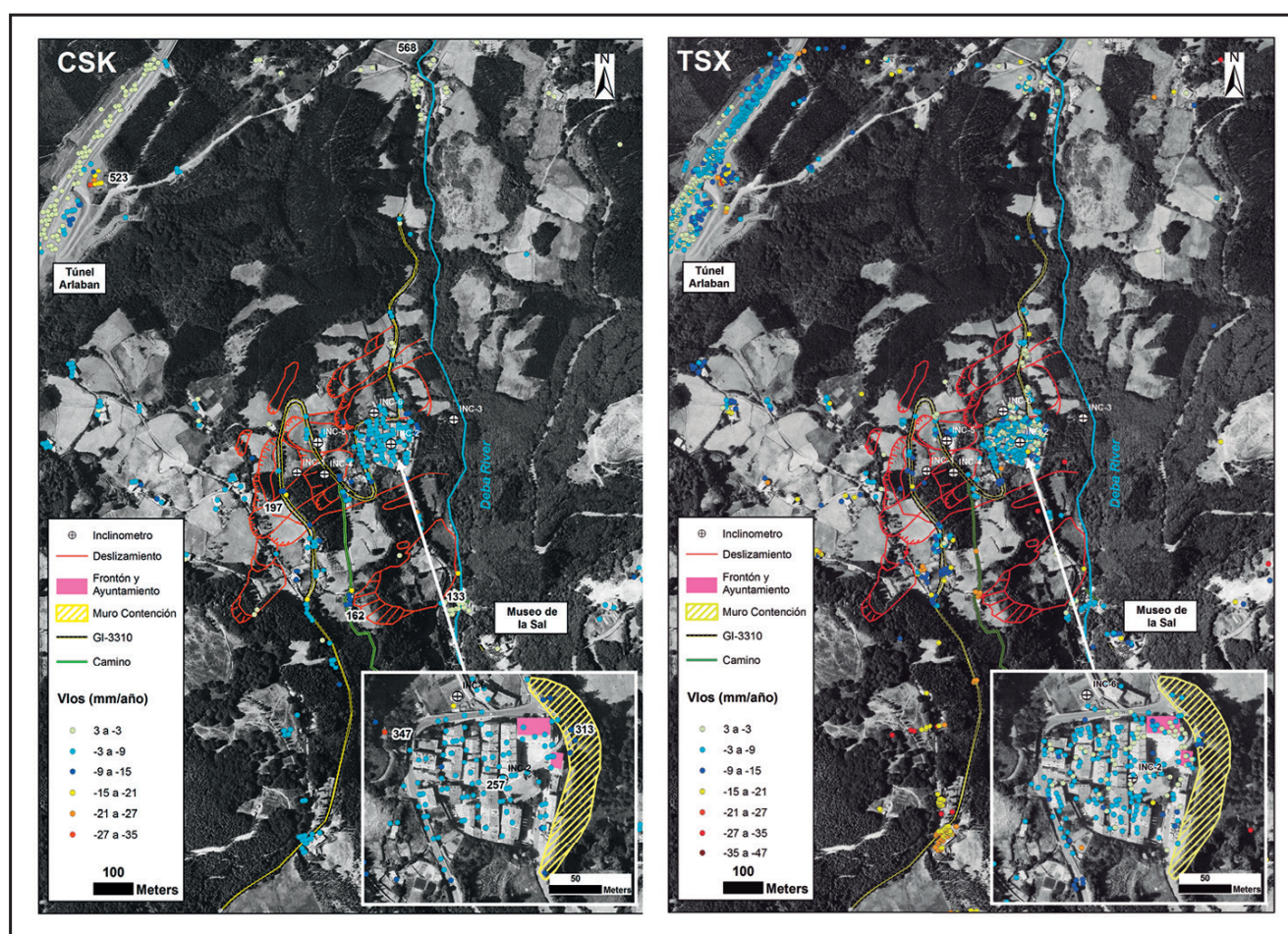
#### 3.4.4.3. Banda X

Para el estudio en esta banda de frecuencias se han utilizado imágenes de los satélites COSMO-SkyMed (CSK) y TerraSAR-X (TSX). En el caso de CSK se adquirieron 43 imágenes ascendentes en modo *stripmap* con una resolución de unos 5x5 metros entre mayo de 2011 y agosto de 2013. El intervalo mínimo entre imágenes sucesivas es de 7 días y el máximo es 48. En el de TSX se adquirieron 24 imágenes ascendentes en modo *spotlight* con una resolución en torno al metro, entre febrero de 2013 y agosto de 2014. La figura 14 muestra las imágenes de amplitud de ambos sensores, en las que se aprecia claramente la buena de la resolución espacial, distinguiéndose la villa,





**Figura 14.** Imágenes de amplitud de la zona de Leintz Gatzaga obtenidas por los satélites CSK (izquierda) y TSX (derecha).

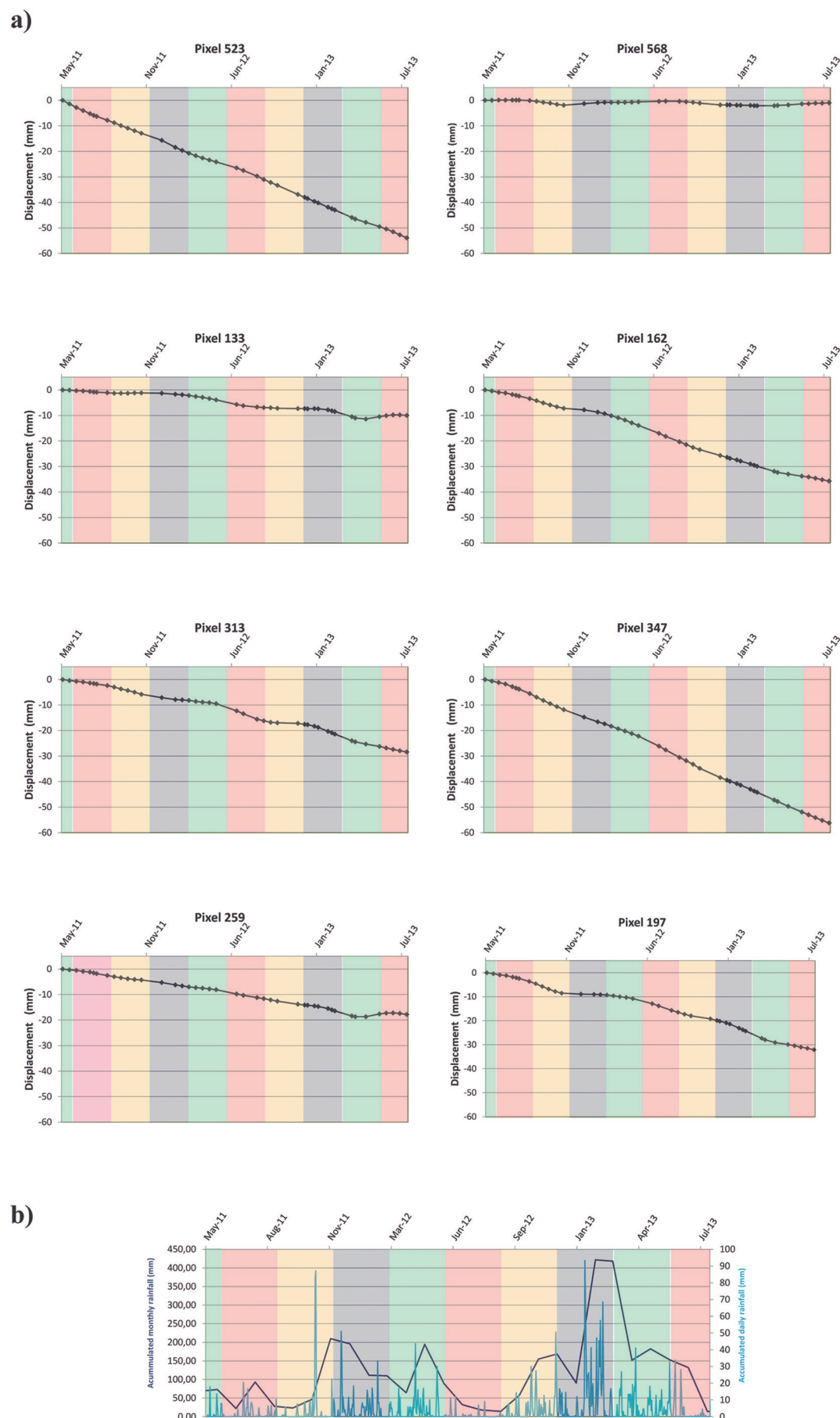


**Figura 15.** Velocidades lineales en la dirección *LOS* medidas mediante el set de imágenes adquiridas por el satélite CSK (izquierda) y TSX (derecha). Los resultados del TSX son preliminares.

carreteras y otras construcciones. En estos elementos la coherencia se conserva muy bien, mientras que en las zonas vegetadas se pierde totalmente. La densidad de áreas coherentes es suficiente para poder obtener mapas de deformación fiables.

En el caso de CSK, se obtuvieron un total de 742 píxeles fiables para el área estudiada. Los resultados de las velocidades medias en la línea de vista del satélite (dirección *LOS*) se muestran en la figura 15 (izquierda), donde aparecen etiquetados los píxeles cuyas series temporales se muestran en la figura 16. En primer lugar se ha considerado

importante hacer referencia tres clústeres de píxeles que no están directamente relacionados con el deslizamiento. El primero de ellos, al que pertenece el píxel 523, se encuentra en un talud de la autopista Vitoria-Eibar (en la salida norte del túnel de Arlabán) y exhibe una tasa de desplazamiento lineal que alcanza los 60 mm, sin influencia aparente de la precipitación. Inspecciones visuales en campo han confirmado una rotura local del talud en esta zona, aunque no se han realizado mediciones con otras técnicas. El píxel 568 representa el comportamiento de una urbanización al norte de la villa que se sabe estable. El 133 pertenece al



**Figura 16. a)** Series temporales de deformación de píxeles representativos detectados mediante el procesamiento de las imágenes CSKD. Las barras de color separan las estaciones de primavera (verde), verano (rojo), otoño (amarillo) e invierno (azul). **b)** Precipitaciones mensuales acumuladas y diarias para el mismo periodo.



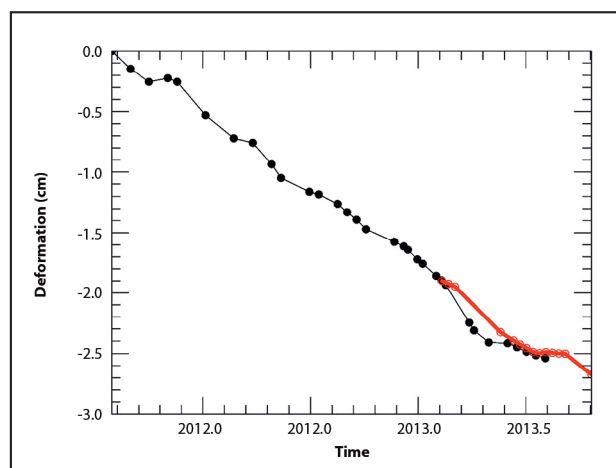
clúster de la zona del museo de la sal, donde antiguamente se manufacturaba del manantial salino. La deformación total acumulada es relativamente pequeña (unos 10 mm), con aceleraciones en primavera-verano de 2012 y tras el invierno 2012-2013.

Todos los píxeles dentro de los límites del deslizamiento cartografiado exhiben movimiento. También se han detectado píxeles con movimiento fuera de estos límites. En la villa de Leintz Gatzaga se ha detectado una velocidad media de deformación en *LOS* de 7 mm/año, con valores máximos de -16 mm/año (el signo negativo indica que la dirección del movimiento es a favor de la pendiente). Las mayores deformaciones se han registrado en la zona NE de la villa sobre el muro de contención y cerca del frontón y del ayuntamiento, siendo estas las zonas más problemáticas tal y como se ha descrito anteriormente.

Las series temporales de los píxeles 257 y 313 presentan tendencias similares aunque de diferente magnitud (aceleración tras el invierno 2012-2013), mientras que el 347 es mucho más lineal. Los píxeles detectados en la cabeza del deslizamiento, tanto a lo largo de la carretera GI-3310 como en la corona, indican que se están produciendo desplazamientos con velocidades entre -3 y -15 mm/año. La tendencia del píxel 197 es similar a las observadas en la villa. En general, los mayores incrementos de deformación de los píxeles correspondientes al deslizamiento se dan entre los meses de junio y septiembre de 2012 y los primeros meses de 2013. Las precipitaciones en el verano de 2012 no fueron relevantes por lo que el movimiento no parece tener relación con la precipitación en este periodo, mientras que las del invierno 2012-2013 sí.

Cabe destacar que también se han detectado movimientos en la carretera fuera de los límites del deslizamiento cartografiado, en un área cubierta por coluviones donde son comunes fenómenos de vuelco y movimientos superficiales (Euroestudios, 2011). En la corona de un deslizamiento secundario al Sur del principal se han detectado desplazamientos entre -9 y -21 mm/año con deformaciones acumuladas de hasta 35 mm. En reconocimiento se campo en abril de 2013 (tras un invierno muy lluvioso) se observaron nuevas grietas de tensión en esa corona. El píxel 162 pertenece al clúster de píxeles detectados en esta zona y es el que presenta mayor deformación acumulada; a partir de la primavera de 2012 el movimiento se acelera y continúa de manera casi lineal. En el resto de los píxeles de este clúster sí se aprecia de forma más evidente la aceleración tras el invierno 2012-2013.

En el caso de TSX se dispone únicamente de resultados preliminares por el momento, obtenidos mediante el procesado de las primeras 14 imágenes (periodo comprendido entre febrero y octubre de 2013) que solapan con el último periodo de CSK (Fernández et al., 2014). El aumento extra de resolución proporcionado por el modo *spotlight* se ha traducido en un aumento de la densidad de píxeles seleccionados, que ha ayudado a obtener una mejor red de blancos coherentes, con mejores relaciones. Los resultados obtenidos están en concordancia con los obtenidos mediante el sensor CSK, tanto en la localización de los parches coherentes como en las tendencias, aunque algunas zonas presentan valores de deformación mayores (como el túnel de Arlabán y carreta GI-3310 al Sur).



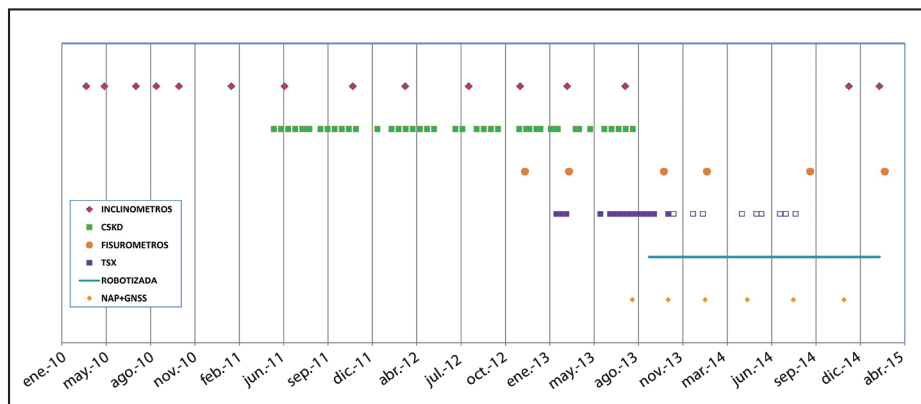
**Figura 17.** Comparativa de las series temporales de deformación obtenidas mediante el sensor CSK (negro) y TSX en modo Spotlight (rojo). Los resultados de TSX son preliminares (Fernández et al. 2014).

A modo de ejemplo se muestra en la figura 7 la comparativa de dos series temporales ubicadas en el pueblo de Leintz Gatzaga. Nótese el elevado grado de similitud entre ellas. Existe una ligera diferencia en la caída de la gráfica que puede ser explicada por el mejor muestro temporal para los datos CSK. Una comparación más detallada entre los sensores en banda X, así como con los datos obtenidos mediante las técnicas topográficas y geotécnicas, se realizará para todo el set de imágenes TSX.

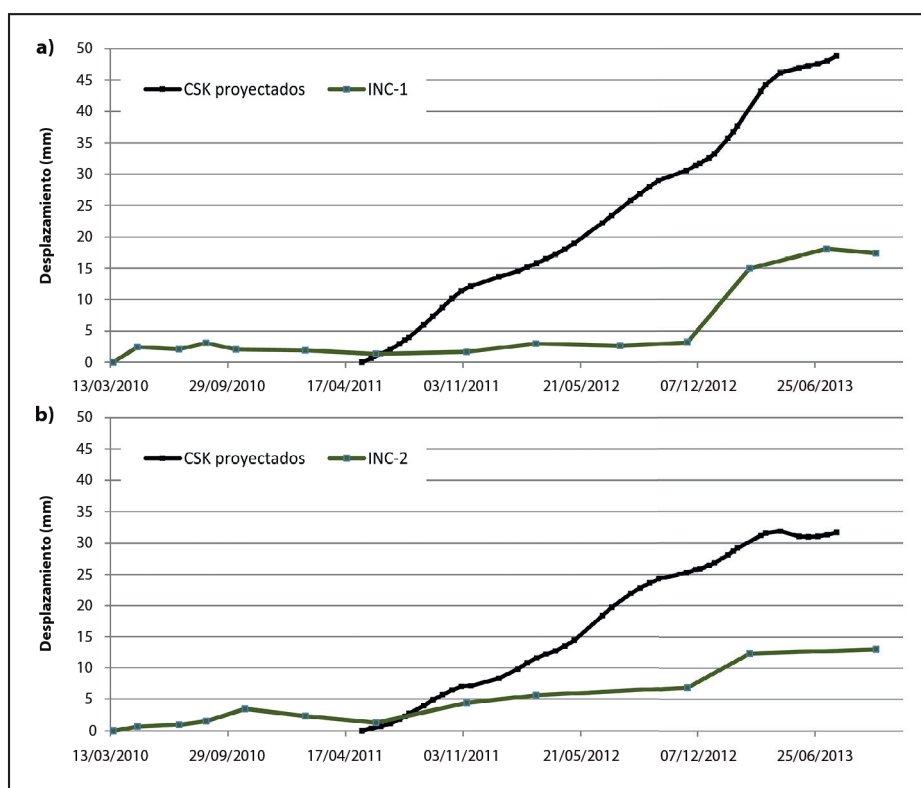
#### 4. COMPARACIÓN DE LAS TÉCNICAS

El periodo de adquisición de datos inclinométricos y de las diferentes técnicas de monitorización de desplazamientos superficiales se muestra en la figura 18. La comparación se realizará en función del solape temporal entre las técnicas.

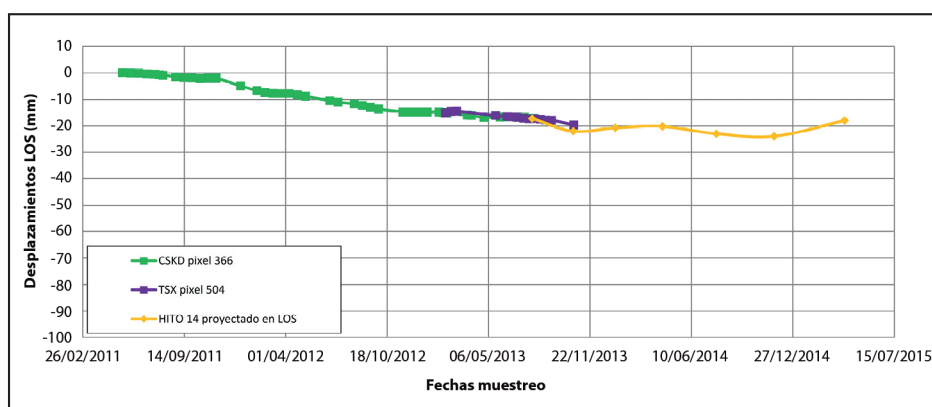
En primer lugar realizamos un análisis cualitativo entre los resultados de los inclinómetros (hasta la medida de julio de 2013) y del CSK. Las mediciones de los inclinómetros representan el desplazamiento horizontal total medido en profundidad a través del plano de deslizamiento y en la dirección del movimiento con respecto a la base fija del inclinómetro, mientras que las del *DInSAR* representan desplazamientos medidos en la superficie en la dirección de *LOS* con respecto a una zona estable. En la figura 15 (izquierda) están localizados los seis inclinómetros y las medidas de velocidades en *LOS* del CSK. De manera general, las tendencias de los píxeles del deslizamiento de Leintz-Gatzaga muestran un incremento del movimiento superficial en verano de 2012 e invierno-primavera de 2013. El último periodo coincide con un intervalo de lluvias fuertes, en el que los inclinómetros también detectaron movimiento en el plano de rotura. Los píxeles cercanos a los inclinómetros SINC-5 y SINC-6 presentan un comportamiento similar a los del pueblo, así como estos inclinómetros presentan valores similares al SINC-2. El inclinómetro SINC-4 muestra una tendencia diferente que puede ser debido a que se trate de una escama independiente; los píxeles cercanos muestran una velocidad ligeramente mayor a la media de los del pueblo, pero su comportamiento en el tiempo es similar. La figura 19 muestra medidas de deformación del CSK proyectadas a



**Figura 18.** Fechas de adquisición de datos mediante las diferentes técnicas empleadas. Las mediciones con la robotizada son continuas (lecturas cada 30 minutos) y continúan en la actualidad. El set de imágenes de TSX empleadas en este estudio cubre el periodo abril 2013- octubre 2013; con las posteriores se realizará el procesado completo.



**Figura 19.** Comparación de los desplazamientos medidos en cabeza en los inclinómetros SIN-1 (a) y SIN-2 (b) con los desplazamientos proyectados en la línea de máxima pendiente de píxeles cercanos.



**Figura 20.** Deformación medida en el hito H14 (ver figura 12 para su localización) mediante NAP y GNSS y deformación de dos píxeles cercanos de CSK y TSX. Los valores horizontales (GNSS) y vertical (NAP) se han proyectado en la línea de visión del satélite TSX.



favor de la máxima pendiente (Colesanti and Wasowski, 2006) y el desplazamiento horizontal total acumulado desde la base de dos inclinómetros. Los desplazamientos de la figura 19 a se corresponden con los píxeles más cercanos al SINC-1. Hasta noviembre de 2012 el SINC-1 no muestra movimientos significativos, mientras que los resultados del CSK muestran una deformación acumulada de unos 30mm desde la primera imagen adquirida, el 15/05/2011. Tras el periodo intensamente lluvioso del invierno 2012-2013, tanto el SINC-1 como los desplazamientos de CSK exhiben un incremento de unos 10mm desde noviembre 2012 hasta marzo 2013. Los desplazamientos CSK capturan esta tendencia durante más tiempo (hasta mayo 2013) a diferencia del inclinómetro. Esto puede ser debido a que, aunque en el plano de rotura no existan movimientos, el terreno situado cerca de la superficie continúe con un movimiento remanente. La figura 19b muestra la media de los desplazamientos de los cuatro píxeles más cercanos al SINC-2. De nuevo el inclinómetro registra movimientos poco significativos hasta noviembre de 2012 (de unos 7 mm) mientras que los resultados del procesado *A-DInSAR* capturan un movimiento total acumulado de 25 mm. Al igual que en el caso anterior, el incremento del desplazamiento entre noviembre 2012 y marzo 2013 medidos por ambas técnicas es similar, en torno a los 5 mm. En este caso el movimiento medido con *A-DInSAR* continúa hasta abril 2013 tras lo que se estabiliza. En el periodo de verano de 2012 los inclinómetros no detectan movimiento pero el *A-DInSAR* con imágenes CSK sí. Esta diferencia puede estar provocada por una fuga de agua de la red de saneamiento producida durante ese periodo.

Dado que todavía no se dispone de procesado final de todo el conjunto de imágenes TSX disponible, que solapa con las mediciones de inclinómetros, fisurómetros, GNSS, NAP y la estación Robotizada Continua, se ha realizado una comparación entre algunas de las series temporales de deformación superficial disponibles. En la figura 20 se muestra la deformación medida en el Hito 14 situado en el Norte de la villa (los valores verticales de la NAP y horizontales del GNSS se han proyectado en la línea de visión del satélite TSX) y la deformación de dos píxeles cercanos de CSK y TSX. Se aprecia que la medida de deformación del periodo de solape del TSX y del hito es muy similar.

Respecto a las mediciones tomadas con los fisurómetros, inclinómetros y las campañas de GNSS se ve una clara correlación entre los periodos donde se registra movimiento (octubre 2013 y enero 2014; septiembre-noviembre 2014 y marzo 2015), que además coinciden con los periodos lluviosos (ver figuras 7, 9, 11 y 12). De forma general, toda la instrumentación registra desplazamientos más acusados en la zona alta de la ladera (escarpe y cabeza) y en la zona baja de la villa de Leintz-Gatzaga en las inmediaciones del muro de contención (*A-DInSAR* e hitos).

## 5. CONCLUSIONES

Como resumen del estudio e interpretación geológica y geotécnica llevada a cabo, se confirma la existencia de un importante deslizamiento en la ladera estudiada, de unos 600 m de longitud, unos 300 m anchura y del orden de 20-25 m de espesor, que se encuentra compartimentado en varias escamas de menor tamaño.

Se trata de un deslizamiento metaestable (con factor de seguridad próximo a 1), que origina pequeños movimientos de componente mayoritariamente horizontal y cuya magnitud está asociada a la pluviometría de alta intensidad. Estos movimientos en la ladera no son uniformes, sino geográficamente heterogéneos, por lo que se generan esfuerzos diferenciales que favorecen el agrietamiento de calzadas y edificios.

Los inclinómetros instalados desde hace 5 años en la ladera, marcan claramente planos de deslizamiento desarrollados generalmente en el contacto entre lutitas sanas y lutitas muy meteorizadas, a través de los cuales se registran desplazamientos de 1-3 mm/año en épocas secas y algo mayores, en torno a 4-5 mm/año, en épocas lluviosas. Parece que tras registrarse precipitaciones muy intensas, del mismo orden o superiores a los 400 mm/mes, se producen además movimientos prácticamente instantáneos de hasta 13 mm.

Los datos del único punto de control extensométrico existente revelan movimientos verticales poco significativos en profundidad (2-3 mm en dos años) con sentido ascendente por debajo del plano de movimiento y descendente por encima. Sería necesario un seguimiento más largo para confirmar que existan movimientos verticales significativos que pueden estar relacionados con procesos halocinéticos debidos a la presencia de sales evaporíticas próximas a la superficie.

Los niveles piezométricos varían con la pluviometría, habiéndose medido una oscilación máxima en torno a 1,2 m a lo largo del periodo de control con registro continuo. Sería necesario realizar un estudio más detallado y durante un periodo mayor para evaluar el tiempo de respuesta entre precipitación y piezometría.

En cuanto a los fisurómetros, se ven igualmente afectados por las precipitaciones de mucha intensidad, habiéndose registrado una apertura de grieta máxima de casi 4 mm con precipitaciones en torno o superiores a los 400 mm/mes.

Los datos gravimétricos procesados hasta la fecha muestran una zona de anomalía negativa (defecto de masa) hacia la zona de cabecera del río Deba. Es estudio de la posible relación de esa anomalía con la presencia de paquetes de sal de densidad baja y la interpretación de la estructura geológica se está llevando a cabo actualmente.

Los datos obtenidos mediante observación geodésica y topográfica confirman la dirección del movimiento detectado por el resto de técnicas, señalan como zonas con mayor deformación acumulada la zona baja de la villa y, en menor medida, la cabecera del deslizamiento, y muestran correlación con los periodos de precipitación intensa. Los valores máximos se han registrado en el hito H17 que además, al igual que el H19 y H20, presenta una tendencia de movimiento continuada incluso en periodos sin lluvia. Estos hitos detectaron velocidades máximas entre 9 y 30 mm/año. De igual manera, en el caso de la estación robotizada los resultados preliminares revelan que el movimiento de los puntos de control manifiestan la misma magnitud (en torno a 20-30 mm/año) y dirección (Noreste) que las otras técnicas complementarias. Una vez que se procese y unifique toda la información se podrá determinar con más exactitud la magnitud y periodos en los que se aceleran estos movimientos.

El procesado de las imágenes Rádar en banda C y L no ha dado resultados satisfactorios, desaconsejando el uso de

la banda C para el estudio de deslizamientos de características similares a las del entorno de Leintz Gatzaga, sin embargo sí se recomienda el empleo de imágenes de banda L siempre y cuando se disponga de un número suficiente con líneas de base y temporales cortas. La banda X ha producido resultados satisfactorios incluso con las limitaciones producidas por la decorrelación en zonas vegetadas. Se recomienda el uso de esta banda en deslizamientos en los que haya blancos puntuales como en el caso del entorno de Leintz Gatzaga (construcciones y carreteras). La densidad de los píxeles se podrá mejorar mediante el uso de blancos puntuales artificiales o corner reflectors, ubicados en las zonas con vegetación. Aun así la densidad espacial es mucho mayor que con cualquiera de las otras técnicas de control de desplazamientos superficiales. Los resultados obtenidos con las imágenes CSK muestran que todos los puntos dentro del deslizamiento cartografiado se mueven, con valores mayores en la parte alta del deslizamiento y en la zona baja de la villa (sobre el muro de contención y cerca del ayuntamiento y frontón). Además se han detectado zonas inestables fuera de él en las que no se dispone de otra instrumentación pero sí se han confirmado en inspecciones visuales.

En términos cualitativos, todas las técnicas empleadas presentan una buena correlación y señalan como zonas más problemáticas la parte baja de la villa y la zona de cabecera del deslizamiento, con una velocidad de desplazamiento general lenta a extremadamente lenta (Cruden and Varnes, 1996), que se ve incrementada con periodos de precipitación intensa. La comparación de los resultados de deformación obtenidos del análisis definitivo de todo el set de imágenes de TerraSAR-X con los datos topográficos (que solapan en el tiempo), permitirá realizar un análisis cuantitativo más detallado. Aun así, los análisis preliminares llevados a cabo muestran muy buena correlación, lo que confirmaría la idoneidad del empleo de las técnicas A-DInSAR como herramienta complementaria al estudio de deslizamientos con características similares a las de Leintz Gatzaga.

## 6. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha desarrollado en el marco del proyecto EOSLIDE del MINECO (IPT-2011-1234-310000) de la convocatoria INNPACTO 2011. Las imágenes radar de satélite se obtienen en el marco de los proyectos Cat.-1 13933 de la ESA y GEO1409 de la Agencia Espacial Alemana (DLR). Este proyecto se ha desarrollado usando productos CSK® Products, ©ASI (Italian Space Agency), obtenidos bajo una licencia de la ASI para su uso. La investigación de AGC, JFP y JF ha sido también parcialmente sufragada por los proyectos GEOSIR (AYA2010-17448) y AQUARISK (ESP2013-47780-C2-I-R) del MINECO. Agradecemos a la Diputación Foral de Guipúzcoa toda la información facilitada y todo el apoyo prestado, y al Ayuntamiento de Leintz Gatzaga su implicación en el proyecto. Esta investigación se ha realizado en el marco de Campus de Excelencia Internacional, CEI, Campus Moncloa.

## 7. BIBLIOGRAFÍA

Ábalos, B., Alkorta, A., e Iribar, V. (2008). Geological and Isotopic constraints on the structure of the Bilbao anticlinorium (Basque-Cantabrian basin, North Spain), *Journal of Structural Geology*, 30, 1354-1367. DOI: 10.1016/j.jsg.2008.07.008

Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R., y Sansosti, E. (2002). A new Algorithm for Surface Deformation Monitoring based on Small Baseline Differential SAR Interferograms, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 40 (11), 2375-2383. DOI: 10.1109/TGRS.2002.803792

Blanco-Sánchez, P., Mallorquí, J.J., Duque, S., y Monells, S. (2008). The Coherent Pixel Technique (CPT): An Advanced DInSAR Technique for Nonlinear Deformation Monitoring, *Pure and applied geophysics*, 165, 1167-1193. DOI: 10.1007/s00024-008-0352-6

Calcaterra, S., Cesi, C., Di Maio, C., Gambino, P., Merli, K., Vallario, M., y Vassallo, R. (2010). Surface displacements of two landslides evaluated by GPS and inclinometer systems: a case study in Southern Apennines, Italy, *Natural Hazards*, 61 (1), 257-266. DOI: 10.1007/s11069-010-9633-3

Calò, F., Ardizzone, F., Castaldo, R., Lollino, P., Tizzani, P., Guzzetti, F., Lanari, R., Angeli, M. G., Pontoni, F., y Manunta, M. (2014). Enhanced landslide investigations through advanced DInSAR techniques: The Ivancich case study, Assisi, Italy, *Remote Sensing of Environment*, 142, 69-82. DOI: 10.1016/j.rse.2013.11.003

Camacho, A. G., Fernández, J., y J. Gottsmann. (2011a). A new gravity inversion method for multiple sub-horizontal discontinuity interfaces and shallow basins, *Journal of Geophysical Research*, 116, B2. DOI:10.1029/2010JB008023

Camacho, A. G., Fernández, J., y Gottsmann, J. (2011b). GROWTH2.0: The 3-D gravity inversion package GROWTH2.0 and its application to Tenerife Island, Spain. *Computers & Geosciences*, 37 (4), 621-633. DOI: 10.1016/j.cageo.2010.12.003

Cascini, L., Fornaro, G., Peduto, D., Ferlisi, S., y Di Nocera, S. (2009). A new approach to the use of DInSAR data to study slow-moving landslides over large areas. *Proc. 'Fringe 2009 Workshop'*, ESA SP-677, Frascati (Italia), 30 noviembre – 4 diciembre 2009.

Casu, F., Manzo, M., y Lanari, R. (2006). A quantitative assessment of the SBAS algorithm performance for surface deformation retrieval from DInSAR data. *Remote Sensing of Environment*, 102 (3-4), 195-210. DOI: 10.1016/j.rse.2006.01.023

Colesanti, C., y Wasowski, J. (2006). Investigating landslides with space-borne Synthetic Aperture Radar (SAR). Interferometry. *Engineering Geology*, 88 (3-4), 173-199. DOI: 10.1016/j.eng-geo.2006.09.013

Cruden, D. M., y Varnes, D. J. (1996). Landslide types and processes. En Turner A. K., y Schuster, R. L (Eds.), *Landslides: Investigation and Mitigation* (pp. 36-75). Transportation Research Board Special Report 247, National Research Council, Washington, DC (EE UU): National Academy Press.

Duro, J., Inglada, J., Closa, J., Adam, N., y Arnaud, A. (2004). High resolution differential interferometry using time series of ERS and ENVISAT SAR data. *Proceedings of the FRINGE 2003 Workshop*, ESA SP-550, [CDROM., Id. 72.1],

Frascati (Italia), 1-5 diciembre 2003.

Euroestudios S. L. (2009). *Recopilacion de informacion geotécnica y propuestas de control carretera GI-3681 en Leintz-Gatzaga (Gipuzkoa)*. Informe interno no publicado.

Euroestudios S. L. (2011). *Informe geotécnico para control del deslizamiento existente entre los PPKK 4,550-5,630 de la GI-3310 y tramo inicial de la GI-3681 en Leintz-Gatzaga (Gipuzkoa)*. Informe interno no publicado.

EVE (1994). *Basque Country Geologic Map*. 1:25.000, Sheet 112-II.

Fernández, J., Avellaneda, M., Brú, G., Iglesias, R., Mallorquí, J. J., Sansosti, E., y Morales, A. (2014). Ground and space study and control of the Leintz-Gatzaga (Guipúzcoa, Spain) landslide.



*Proceedings of the 2014 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Quebec (Canadá), 13-18 julio.

Ferretti, A., Prati, C., y Rocca, F. (2001). Permanent scatterers in SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39 (1), 8-20.

García-Davalillo, J. C., Herrera, G., Notti, D., Strozzi, T., y Álvarez-Fernández, I. (2014). *DInSAR* analysis of ALOS PALSAR images for the assessment of very slow landslides: the Tena Valley case study. *Landslides*, 11 (2), 225-246. DOI: 10.1007/s10346-012-0379-8

Gascón, B., Bru, G., Camacho, A. G., Avellaneda, M., Prieto, J. F., González, P. J., Herrera, G., Mallorquí, J. J., Tiampo, K. F., Navarro, J. A., Morales, A., y Fernández, J. (2013, 11-14 junio). Ladera Inestable en Leintz-Gatzaga. Estudio Geotécnico y Control del Deslizamiento con Técnicas Terrestres y Espaciales. En *VIII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*, II, Palma de Mallorca. Barcelona: CIMNE.

Gili, J. A., Corominas, J., y Rius, J. (2000). Using Global Positioning System techniques in landslide monitoring. *Engineering Geology*, 55 (3), 167-192. DOI: 10.1016/S0013-7952(99)00127-1

González, P. J., y Fernández, J. (2011). Error estimation in multitemporal InSAR deformation time series, with application to Lanzarote, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research*, 116, B10. DOI: 10.1029/2011JB008412

Hanssen, R. (2001). *Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis*. Kluwer Acad., Dordrecht (Holanda): Springer Netherlands.

Herrera, G., Gutiérrez, F., García-Davalillo, J. C., Guerrero, J., Notti, D., Galve, J. P., Fernández-Merodo, J. A., y Cookslet, G. (2013). Multi-sensor advanced DInSAR monitoring of very slow landslides: The Tena Valley case study (Central Spanish Pyrenees). *Remote Sensing of Environment*, 128, 31-43. DOI: 10.1016/j.rse.2012.09.020

Hilley, G. E., Bürgmann, R., Ferretti, A., Novali, F., y Rocca, F. (2004). Dynamics of slow-moving landslides from permanent scatterer analysis. *Science*, 304 (5679), 1952-1955. DOI: 10.1126/science.1098821

Höbling, D., Füreder, P., Antolini, F., Cigna, F., Casagli, N., y Lang, S. (2012). A Semi-Automated Object-Based Approach for Landslide Detection Validated by Persistent Scatterer Interferometry Measures and Landslide Inventories. *Remote Sensing*, 4 (5), 1310-1336. DOI: 10.3390/RS4051310

Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger H., y Collins, J. (2007). *GPS: Theory and Practice*. Nueva York (EE UU): Springer-Verlag.

Hooper, A. (2004). A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers. *Geophysical Research Letters*, 31 (23), L23611. DOI: 10.1029/2004GL021737

Iribar, V., y Ábalos, B. (2011). The geochemical and isotopic record of evaporite recycling in spas and salterns of the Basque Cantabrian basin, Spain. *Applied Geochemistry*, 26 (8), 1315-1329. DOI: 10.1016/j.apgeochem.2011.05.005

Kayesa, G. (2006). Prediction of slope failure at Letlhakane Mine with Geomos slope monitoring system. *International Symposium on Stability of Rock Slopes in Open Pit Mining and Civil Engineering* (pp. 605-622). Johannesburgo (Sudáfrica): The South African Institute of Mining and Metallurgy.

Leica Geosystem. (2006). *Leica DNA03/10 User Manual*. Heerbrugg (Suiza): Leica. pp. 147-149.

Leica Geosystem. (2008). *Leica GPS1200 User Manual*. Heerbrugg (Suiza): Leica. pp. 108-114.

Leica Geosystem. (2009). *Leica TM30 Technical Data*. Heerbrugg (Suiza): Leica. pp. 4-8.

Li-Qiang, W., Yuan-zhan, W., y Kai-hui, J. (2011). Settlement observation and analysis on dynamic consolidation treated high-filled road ground. En *2011 International Conference on Electric Technology and Civil Engineering* (pp. 668-670). Lushan, (China): Electric Technology and Civil Engineering (ICETCE). DOI: 10.1109/ICETCE.2011.5775366

Lanari, R., Mora, O., Manunta, M., Mallorquí, J. J., Berardino, P., y Sansosti, E. (2004). A small-baseline approach for investigating deformations on full-resolution differential SAR interferograms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42 (7), 1377-1386. DOI: 10.1109/TGRS.2004.828196

Lanari, R., Casu, F., Manzo, M., Zeni, G., Berardino, P., Manunta, M., et al. (2007). An overview of the Small Baseline Subset algorithm: A DInSAR Technique for Surface Deformation Analysis. *Pure and Applied Geophysics*, 164 (4), 637-661. DOI: 10.1007/s00024-007-0192-9

Lanteri, L., y Colombo, A. (2013). The integration between satellite data and conventional monitoring system in order to update the Arpa Piemonte landslide inventory. En C. Margottini, P. Canuti y K. Sassa (Eds.), *Landslide Science and Practice, 1: Landslide Inventory and Susceptibility Hazard Zoning* (pp. 135-140). Nueva York (EE UU): Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Mora, O., Mallorquí, J. J., y Broquetas, A. (2003). Linear and nonlinear terrain deformation maps from a reduced set of interferometric SAR images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41 (10), 2243-2253.

Peyret, M., Djamour, Y., Rizza, M., Ritz, J. F., Hurtrez, J. E., Goudarzi, M. A., et al. (2008). Monitoring of the large slow Kahrod landslide in Alborz mountain range (Iran) by GPS and SAR interferometry, *Engineering Geology*, 100, 131-141.